TOME 102 1965 Numéro 1
Série B

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

RÉFLEXIONS SUR LA STRATIGRAPHIE de l'éocène marin de l'extrémité orientale du bassin d'Aquitaine

Mauricette VEILLON
et
Maurice GOTTIS

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 102 1965 N° 1
Série B
ACTES de la SOCIÉTÉ LINNÉENNE de BORDEAUX

Séance du 7 mai 1965.

REFLEXIONS SUR LA STRATIGRAPHIE DE L'EOCENE MARIN DE L'EXTREMITE ORIENTALE DU BASSIN D'AQUITAINE

par Mauricette VEILLON et Maurice GOTTIS

Extrait du rapport sur le Paléogène du sud-est de la France
Colloque sur le Paléogène de Bordeaux

LE CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE :

Les contrées qui s'étendent dans la partie orientale du Bassin Aquitain ont supporté, durant la majeure partie du Paléogène, une succession de paysages continentaux parsemés de grands lacs. Pendant la première partie de cette période, toutefois, un étroit domaine maritime dessinait, au sein de ces terres, un diverticule profond s'insinuant entre la Montagne Noire et les Pyrénées. Vers l'ouest, ce chenal débouchait sur le golfe aquitain dont il constituait l'extrémité orientale. Au sud, le rivage dessinait, semble-t-il, une succession de sinuosités soulignant le modelé structural du massif du Mouthoumet. La côte septentrionale devait être basse et parsemée d'appareils deltaïques. Vers l'est, ce golfe marin se terminait en doigt de gant, au nord de Béziers dans la région de St-Chinian ; tandis que la dépression subsidente qui l'accueillait, se prolongeait en milieu continental, au-delà d'un seuil transversal, en direction de la Provence.

LES DONNEES DE LA LITTERATURE CLASSIQUE SUR L'EOCENE DES CORBIERES ET DU DETROIT DE CARCASSONNE :

Au nord des petites Pyrénées, les matériaux paléogènes et mésozoïques se trouvent intéressés par une série de plis d'orientation E W, moulés sur les déformations de leur substratum. Le contenu sédimentaire des divers synclinaux qui s'échelonnent ainsi, du sud vers le nord, se montre différent tant par la gamme des terrains représentés que par les faciès des assises réputées synchrones. L'interprétation chronostratigraphique des différentes successions connues ne paraissait, jusqu'en 1958, pouvoir subir que des retouches mineures. Elle se fondait sur les travaux classiques de BARRABE, BRESSON, CASTERAS, DEPERET, DONCIEUX, DUPLAN, H. FILHOL, P. GERVAIS, HEBERT, A.F. de LAPPARENT, LEYMERIE, RAULIN, ROUSSEL, TALLAVIGNES, VASSEUR.

D'après ces études, les premiers dépôts tertiaires présentent dans les synclinaux méridionaux de Rennes-les-Bains et de Couiza une étroite parenté avec les niveaux correspondants des petites Pyrénées. Celle-ci se manifeste par l'intrication de faciès marins à *Micraster tercencis* et de faciès continentaux argilo-détritiques "Garumnien". Des calcaires à Milioles sont attribués au Thanétien tandis que le Sparnacien des auteurs est représenté par des marnes à Huîtres et Cerithes passant à des faciès bariolés et détritiques. Dans le synclinal de Couiza, à la base de cet étage se manifestent des couches laguno-continentales à gypse. L'Yprésien comporte au sein de marnes et calcaires gréseux plus ou moins conglomératiques, des développements irréguliers de calcaires à Lithothamnium avec de nombreuses Milioles et Alvéolines. Deux termes superposés, marnes à Turritelles et calcaires marneux où grès à *Nummulites atacicus* LEYMERIE, seraient d'âge lutétien. Cet Eocène moyen se termine par des assises de plus en plus détritiques passant au poudingue de Palassou.

Le synclinal plus septentrional d'Albas-Limoux montre des caractères nettement marginaux avec d'importantes intercalations continentales ou lacustres. Ainsi apparaissent sur les calcaires daniens des sables et argiles réfractaires continentaux considérés comme équivalents latéraux des faciès à *Micraster tercencis* des régions plus méridionales.

Les assises sus-jacentes attribuées au Thanétien présentent un faciès lacustre (calcaire à *Physa prisca* NOUL.) ; elles passent progressivement, vers le haut, à des couches toujours à dominance calcaire qui en quelques points (gisement de Ventefarine) ont livré une faune saumâtre. Ce complexe laguno-lacustre correspond au Thanétien supérieur. Le Sparnacien des auteurs est représenté par des marnes rosées et des grès laguno-marins à *Ostrea uncifera* LEYMERIE, Turritelles et Cerithes ainsi que par des épisodes lacustres à *Physa draparnaudi* MATHERON. On attribue classiquement à l'Yprésien un calcaire à Alvéolines, Milioles et Nummulites. La formation des marnes dites lutétiennes correspond elle aussi à une alternance cyclique de faciès littoraux marins ou lagunaires et se termine par des grès plus ou moins lumachelliques à traces végétales. Cet horizon, dernier témoin local des influences marines, est considéré comme déposé au Lutétien inférieur. La partie supérieure de l'Eocène moyen et la base de l'Eocène supérieur sont représentées par des molasses continentales (molasse lutétienne de Carcassonne et molasse bartonienne de Castelnaudary). La première de ces formations est accidentée par des épisodes de calcaires lacustres à *Bulimus hopei* DE SERRES et *Planorbis pseudammonius* SCHLOTHEIM.

La puissance des sédiments tertiaires accumulés dans le synclinal de Limoux-Albas dépasse largement le millier de mètres.

Le synclinal de Carcassonne doit son individualisation, à l'est de cette ville, à la présence de la ride anticlinale de la montagne d'Alaric. Cette cuvette, qui s'appuie, vers le nord, sur le versant méridional de la Montagne Noire, montre le développement d'une puissante formation de calcaires à Lithothamnium et Alvéolines classiquement attribués au Lutétien. Les calcaires à Alvéolines transgressent en direction du N.-E. (entre Félines et St-Chinian), les assises paléozoïques de la Montagne Noire. Vers l'W.-N.-W. au contraire, ils reposent entre Félines et Villespy sur des formations continentales et lacustres. Cet ensemble inférieur au calcaire à Alvéolines est peu épais (une centaine de mètres) alors que, sur l'autre versant du synclinal (Alaric) environ 400 m de couches déposées depuis le Crétacé supérieur (de LAPPARENT 1948) séparent le même calcaire de la surface du Paléozoïque.

Le calcaire à Alvéolines offre sur les deux versants du synclinal d'intéressantes variations de puissance et de faciès liées à la répartition de trottoirs d'Algues ou de corps sableux. En bordure même de la Montagne Noire, les exutoires de divers cours d'eau se manifestent par des appareils deltaïques accompagnés d'épandages conglomératiques : à l'extrémité occidentale du massif primaire, près d'Issel, les calcaires marins se fondent en quelques centaines de mètres dans la masse des apports détritiques débordant le golfe du Castrais.

Les marnes à Nummulites succédant normalement aux calcaires sont puissantes de plusieurs centaines de mètres et couronnées par des grès à Huîtres. Ce complexe est, dans la zone de l'Alaric, directement recouvert par la formation détritique de Carcassonne.

Dans le centre du bassin, divers anticlinaux ou écailles permettent l'observation de ces marnes à Nummulites toujours épaisses et de leur rapport avec les séries sus-jacentes. C'est ainsi qu'à la base des molasses de Carcassonne apparaissent des intrications de marnes grises à Cerithes. Ces marnes succèdent, localement, aux grès à Huîtres et admettent des intercalations lenticulaires de calcaires lacustres. Le pli d'Oupia montre, au toit d'une masse (1) homogène de marnes à Turritelles, une épaisse carapace de calcaires lacustres à *Bulimus hopei* DE SERRES, dit "calcaire de Ventenac". La série détritique sus-jacente est divisée par un deuxième épisode lacustre dit "calcaire d'Agel". Il est satisfaisant pour l'esprit, sinon exact, d'assimiler l'assise détritique inférieure dite "série des grès d'Assignan" à la *molasse de Carcassonne et le complexe supérieur ou "grès d'Aigne"*, localement discordant, à la molasse de Castelnaudary, c'est-à-dire au Bartonien.

Le long de la Montagne Noire, la modification de faciès la plus sensible est, sans conteste, celle qui affecte les marnes à Nummulites, réduites dans la région de Minerve à quelques mètres de vases lagunaires à Huîtres. Les épisodes calcaires de Ventenac et d'Agel disparaissent au sein d'une vaste décharge de matériaux continentaux entre Félines et Villegly, ainsi qu'à l'W. de Villespy. En ces points, la sédimentation molassique débute dans l'Eocène inférieur et intéresserait la totalité de l'Eocène moyen et supérieur, présents dans la série.

Divers gisements de Mammifères ont été mis en évidence à travers le bassin dans les molasses de l'Eocène moyen et supérieur.

Etudiés par d'éminents spécialistes : P. GERVAIS, FILHOL, DEPERET, ces gisements ont permis à ce dernier auteur de donner les éléments d'une stratigraphie des formations détritiques de comblement. Il distingue ainsi de haut en bas grâce à la phyllogénie des Lophiodontidés :

V – horizon à *Lophiodon lautricense* NOULET développé à la base de la molasse "bartonienne" de Castelnaudary.

IV – horizon à { *Lophiodon isselense mut. carcassense* DEPERET. / *Lophiodon leptorhynchus* FILHOL.

III – horizon à *Lophiodon tapiroïdes* CUVIER.

II – horizon à { *Lophiodon isselense* CUVIER. / *Lophiaspis occitanicus* DEPERET.

I – horizon à *Lophiaspis baicheri* DEPERET.

Les niveaux I, II, III et IV s'étagent au sein de la molasse de Carcassonne d'âge ypréso-lutétien.

A l'W. de Carcassonne les différents éléments structuraux, individualisés à l'extrémité E. du golfe aquitain, perdent de leur relief et cèdent la place à une seule et vaste cuvette synclinale matérialisée par la continuité de l'auréole des molasses de Castelnaudary. Celles-ci sont couronnées par des récurrences de calcaires lacustres et de gypse où ont été recueillis, en plusieurs points, les restes d'une faune caractérisée par *Paleotherium magnum* CUVIER et *Xiphodon gracile* CUVIER.

Dans l'axe de la cuvette, la sédimentation molassique se poursuit (Pamiers, Relpech) à travers la succession de l'Oligocène se raccordant, ainsi, aux régions occidentales du bassin.

L'INCIDENCE DE TRAVAUX RECENTS SUR UNE NOUVELLE ACCEPTION DE LA STRATIGRAPHIE LOCALE :

Dans le cadre des études conduites par le laboratoire de Géologie de Bâle, L. HOTTINGER a donné, en 1958, une fine analyse stratigraphique du lambeau de poussée éocène du Mont Cayla, accolé au front chevauchant des écailles de St-Chinian.

1. 400 m d'après les résultats d'un sondage récent : Oupia I, de la Cie d'Exploration Pétrolière.

La révision des diverses coupes réparties dans le bassin a conduit (1960) notre confrère helvétique, par comparaison avec les séries nummulitiques circumméditerranéennes à attribuer aux calcaires marins et aux "marnes à Assilines" sus-jacentes, un âge infracuisien (Ilerdien au sens des dernières publications de cet auteur).

Les recherches entreprises par le laboratoire de Géologie approfondie de Bordeaux (thèses et diplômes de MM. BENEST, BIGOT, CHAIGNE, COURRIER, GUICHARD et ROUSSEAU, sous la direction de M. VEILLON et M. GOTTIS) sur l'Eocène du synclinal de Carcassonne conduisent à des conclusions analogues à celles émises par L. HOTTINGER.

En bref, les éléments de biozonation stratigraphique fondés sur l'étude des Alvéolines et Nummulites permettent de proposer selon une coupe sud-ouest-nord-est, de Coustouges à Minerve, le tableau de corrélation de la figure II. La vérification de ce schéma tendrait à la fois à vieillir et à limiter plus étroitement dans le temps l'ingression marine affectant le sillon subsident qui prolonge à l'est le bassin d'Aquitaine.

Les premières manifestations marines seraient, dans cette région, d'âge Thanétien-Sparnacien (les assises inférieures aux premiers calcaires à Alvéolines se situant à la base du Thanétien ou dans le Montien). La rémission de ces influences se serait produite à une époque immédiatement antérieure à celle du dépôt des sables de Cuise.

RAPPORTS ECOLOGIQUES SOMMAIRES ENTRE L'EOCENE DU DETROIT DE CARCASSONNE ET DU BORDELAIS :

Le type des microfaunes recueillies conduit à rapprocher les dépôts qui les contiennent des formations marines de base de l'Eocène de l'Aquitaine occidentale plutôt que des séries classiques des Basses-Pyrénées où les formes pélagiques sont beaucoup plus abondamment représentées.

Dans la région bordelaise la transgression éocène s'est développée sur un paysage modelé, dans les matériaux du Crétacé supérieur. Les premiers dépôts succédant au ravinement du substratum secondaire présentent un caractère éminemment détritique et continental. De faible épaisseur, 10 à 20 m, cet épandage est ceinture de dépôts côtiers, calcaire au sud (Saucats et Cabanac), marnes bleues (sondage Maubuisson 1) à l'W. Diverses Alvéolines ont été signalées dans ces formations : *A. avellana* HOTTINGER, *A. cucumiformis* HOTTINGER, *A. lepidula* (SCHWAGER), ainsi que quelques *Opertorbitolites*. L'ensemble du Bordelais et du Médoc, à l'exception du Verdon, a été par contre envahi par une mer qui a déposé des marnes à *Alveolina corbarica* HOTTINGER et *A. laxa* HOTTINGER auxquelles sont associées tout d'abord : *Nummulites praecursor* DE LA HARPE et *N. subplanulatus soerenbergensis* DE LA HARPE, puis jusqu'au Verdon : *N. globulus* LEYMERIE et *N. exilis* DOUVILLE. Des formes pélagiques (*Globorotalia formosa* BOLLI, *Gl. aragonensis* NUTTALL. *Gl. rex* MARTIN, *Gl. wilcoxensis* CUSHMAN et PONTON) se trouvent, vers le sud de Saucats, Cabanac, mélangées à la microfaune benthique. Enfin des sables à *Nummulites pernotus* SCHAUB, *Nummulites planulatus* LAMARCK et *Alveolina oblonga* d'ORBIGNY atteignent, aux affleurements, les abords de Royan. La similitude des successions en bordure de la Montagne Noire et dans le Bordelais, ainsi que leurs rapports géographiques mutuels, soulignent l'homogénéité relative de la bordure nord du chenal éocène. La conquête de la marge continentale par les eaux marines s'est également développée pendant la deuxième moitié du Paléocène avec un cortège semblable de conditions écologiques. L'apparente superposition directe des marnes ou calcaires marneux à *Alveolina corbarica* aux calcaires à *Alveolina cucumiformis*, conduirait à supposer l'existence, dans le Bordelais, de lacunes localisées de dépôts correspondant dans l'échelle de HOTTINGER, aux horizons à *A. ellipsoïdalis* SCHWAGER et *A. moussoulensis* HOTTINGER. Il est toutefois permis de se demander si l'absence de ces formes vers l'ouest est bien due à une lacune de dépôts et non à une barrière écologique.

L'association dans la région de Coustouge d'*A. cucumiformis* avec *A. moussoulensis* incite à admettre la possibilité d'une localisation stratigraphique moins étroite pour cette première forme et la continuité éventuelle des dépôts yprésiens dans le Bordelais.

Enfin les affinités cuisiennes (*A. cf. oblonga* d'ORBIGNY et *n. cf. pernotus* SCHAUB des grés supérieurs à Huîtres et des marnes à Cerithes de Tourouzelle au-dessus des premiers bancs de calcaires lacustres dits "de Ventenac", apporteraient une confirmation locale de points de vue défendus par BRESSON (1896-1897-1900).

RELATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ENTRE LE DETROIT EOCENE DE CARCASSONNE ET LES DEPRESSIONS BAS-LANGUEDOCIENNES ET PROVENÇALES :

De délicats problèmes intéressent les corrélations avec les séries lacustres du Sparnacien individualisées sur le versant sud du golfe (PLAZIAT 1962, VILLATE 1962). L'individualisation d'un Thanétien et d'un Sparnacien laguno-marin (voir L. FEUGUEUR) y est contestée (G. DENIZOT 1962). La présence de conglomérats à grandes Nummulites intercalés dans les horizons à *A. moussoulensis* (HOTTINGER 1958) du mont Cayla, suggère la proximité d'un rivage sur le versant nord de la future nappe des Corbières orientales. A l'est de St-Chinian, le Bas-Languedoc et la Provence se montrent parsemés de cuvettes et sillons tertiaires contenant des sédiments éocènes réputés lacustres. Des travaux récents et inédits du Laboratoire de la Cie d'Exploration Pétrolière ont permis à J. BELON de mettre en évidence la présence de Foraminifères Rotalidae ou Opthalmidiidae dans les assises de ces régions orientales, attribuées classiquement au Lutétien. Il est vraisemblable que de tels dépôts aujourd'hui discontinus ont été engendrés sous une même nappe d'eau dessalée, mais en relation avec le golfe aquitain. Celle-ci devait constituer, comme au Danien (RECH FROLLO), une sorte de diverticule analogue à la mer Baltique actuelle, au-delà d'un détroit situé sur l'emplacement du méridien de Cazouls-lès-Béziers.

BIBLIOGRAPHIE

ASTRE G. : 1922. Plissements localisés au fond de la mer nummulitique sur le versant méridional de la Montagne Noire.
B.S.G.F. (4), t. XXII, p. 221-224.

ASTRE G. : 1948. Le dôme rompu de Marion dans le Nummulitique de St-Martin-le-Vieil.
B.S.G.F. (5), t. XVII, p. 415-422.

BARRABE L. : 1936. Sur les variations de faciès de l'Eocène supérieur du Minervois.
C.R. Som. Soc. Geol. Fr. (5), t. VI, p. 92-94.

BENEST M. : 1965. Contribution à la connaissance géologique de l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales entre Villerouge-Termenés et Narbonne.
Thèse 3e cycle Bordeaux (ronéotypé), 2 vol., 121 p., 1 carte géol. 1/50 000e, 26 pl.

BIGOT M. : 1965. Contribution à l'étude du tertiaire du bassin de Carcassonne (Montagne d'Alaric-Minervois).
Thèse 3e cycle Bordeaux (ronéotypé), 2 vol., 119 p., 2 cartes 1/50 000e, 53 photos et microphotos.

BRESSON L. : 1896-1897. Feuille de Carcassonne.
C.R. des Coll. pour la campagne de 1895, B.S.C.G.F., N° 53, p. 105-107.

BRESSON L. : 1898. Sur la présence des couches à Physae et Limnées columnaires dans l'Eocène inférieur des Corbières septentrionales.
C.R. Acad. Sc., t. CXXVII, p. 836-839.

BRESSON L. : 1900. Observations à propos de l'existence de couches marines nummulitiques au-dessus du calcaire de Ventenac sur la bordure méridionale de la Montagne Noire.
B.S.G.F. (3), t. XXVIII, p. 1 003.

CASTERAS M. : 1945. a)– Observations relatives à la structure du chaînon de St-Chinian (Hérault).
Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 80, p. 119-144, 1 fig., 1 pl.

CASTERAS M. : 1945. b)– Sur la structure du chaînon de St-Chinian (Hérault).
C.R. Acad. Sc., 221, p. 180-182.

CHAIGNE M. : 1964. Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du secteur Aigne-Tourouzelle, bassin tertiaire de Carcassonne (Aude).
Thèse de 3e cycle Bordeaux (ronéotypé), 2 vol., 111 p., 23 pl. photos.

COURRIER L.P. : 1961. Les plis de Montbrun-Conhilac.
D.E.S. Bordeaux (ronéotypé), 2 vol., 51 p., 30 pl. photos, pl. I-XVIII.

COURTESSOLE R. et VILLATE J. : 1964. Sur la présence de gisements à *O. subrespinata* DONCIEUX, dans le Thanétien de la région de Roquetaillade (Aude).
C.R. Som. Soc. Geol. Fr., p. 124-125.

COURTESSOLE R. et VILLATE J. : 1965. Sur l'existence d'épisodes laguno-marins à la base du calcaire de Montolieu (Thanétien du versant méridional de la Montagne Noire).
C.R. Som. Soc. Geol. Fr. p. 97-98.

DEPERET : 1899. Aperçu sur la géologie du chaînon de St-Chinian.
B.S.G.F. (3) XXVIII, p. 686-709, 10 fig.

DEPERET : 1903. Etudes paléontologiques sur les Lophiodon du Minervois.
Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, t. IX.

DEPERET : 1910. Etudes sur la famille des Lophiodontidés.
Bull. Soc. Geol. Fr. (4), t. X, p. 558-577, pl. VII.

DONCIEUX : 1903. Monographie géologique des Corbières orientales.
Ann. Univ. Lyon, N.S., I, fasc. 11, 377 p., 70 fig., 8 pl. h. t.

DONCIEUX : 1905. Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault.
I. Montagne Noire et Minervois.
Ann. Univ. Lyon, N.S., I, fasc. 17.

DONCIEUX : 1906. L'Eocène inférieur et moyen des Corbières septentrionales.
B.S.G.F. (3), VI, p. 449-460.

DONCIEUX : 1912. Révision de la faune lacustre de l'Eocène moyen des Corbières septentrionales.
Bull. Soc. Et. Sc. de l'Aude, XXIII.

DONCIEUX : 1913. Ve réunion extraordinaire de la Société Géologique à Narbonne.

DONCIEUX : 1926. Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault.
II. Corbières septentrionales.
Ann. Univ. Lyon, N.S. I, fasc. 45.

DUPLAN L. : 1946. Sur la série éocène du synclinal de Cessenon.
C.R. Som. Soc. Geol. Fr. p. 232-234.

FILHOL H. : 1888. Etudes sur les Vertébrés fossiles d'Issel.
Mem. Soc. Geol. Fr. (3), t. 5.

FAUVERGE : 1850. Sur les dépôts à Nummulites du département de l'Aude.
B.S.G.F. (2), t. VII, p. 633-636.

LE CALVEZ Y. et FEUGUEUR L. : 1954. L'Yprésien franco-belge, essai de corrélation stratigraphique et micropaléontologique.
B.S.G.F. (6), t. VI, p. 735-751.

GERVAIS P. : 1859. Zoologie et Paléontologie françaises.
2e édition.

HOTTINGER : 1958. Géologie du Mont Cayla (Aude-Aquitaine).
Eclogae Géol. Helv., 51, N° 2.

HOTTINGER : 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène.
Mem. Suisse de Paléontologie, vol. 75-76, 243 p., 18 pl., 1 tabl., 117 fig. – Birkhaüser – Bâle.

HOTTINGER L., LEHMANN R. et SCHAUB H. : 1964. Données actuelles sur la biostratigraphie du Nummulitique méditerranéen.
I.- Les séries paléogènes de quelques bassins méditerranéens.
II.- Synchronisme des biozones basé sur les Nummulites et les Assilines et Alvéolines.
Colloque sur le Paléogène, Bordeaux, septembre 1962, Mem. B.R.G.M., N° 28, p. 611-629, 3 tabl.

LAPPARENT A.F. (de) : 1949. La Montagne d'Alaric (Aude) et ses entours. Etude géologique. B.S.C.G.F., N° 224, t. XLVII.

LAVOCAT R. et LAPPARENT A.F. (de) : 1947. Présence d'un Mammifère insectivore dans le Lutétien des Corbières.
C.R. Som. Soc. Geol. Fr., p. 180.

LEYMERIE : 1844. Résumé d'un mémoire sur le terrain à Nummulites.
B.S.G.F. (2), t. II, p. 11-26.

LEYMERIE : 1846. Mémoire sur le terrain à Nummulites des Corbières et de la Montagne Noire.
Mem. Soc. Geol. France (2), t. I.

LEYMERIE : 1850. Observations à une note de M. RAULIN intitulée "Quelques mots encore sur les terrains à Nummulites".
B.S.G.F. (2), t. VII, p. 90-98.

LEYMERIE : 1853. Note sur quelques localités tertiaires et particulièrement sur certains gîtes épicrétacés.
B.S.G.F. (2), t. X, p. 511-518.

LEYMERIE : 1873. a)- Note sur les terrains supérieurs de la Montagne Noire et sur l'ensemble des dépôts supranummulitiques du bassin de Carcassonne.
B.S.G.F. (3), t. II, p. 68-81, pl. IV.

LEYMERIE : 1873. b)- Sur la formation supranummulitique du bassin de Carcassonne.
C.R. Acad. Sc., t. LXXVII.

LEYMERIE : 1873. c)- Description géognostique du versant méridional de la Montagne Noire.
Rev. Sc. Nat. Montpellier (I), t. I et II.

LEYMERIE : 1879. Description géognostique du versant méridional de la Montagne Noire dans l'Aude.
B.S.G.F. (3), t. VII, p. 157-196.

MATHERON : 1862. Recherches comparatives sur les dépôts fluviolacustres tertiaires des environs de Montpellier, de l'Aude et de la Provence.
B.S.G.F. (2), t. XX, p. 15-22.

PLAZIAT J.C. : 1962. a)- Les faunes malacologiques lacustres et le problème du synchronisme de l'Eocène inférieur des Corbières et du bassin de Paris. Validité de l'étage sparnacien dans les Corbières.
C.R. Som. Soc. Geol. France, p. 58.

PLAZIAT J.C. : 1962. b)- Bryozoaires du Sparnacien des Corbières et du Plantaurel.
C.R. Som. Soc. Geol. France, p. 148.

PLAZIAT J.C. : 1964. Résultats stratigraphiques d'une étude du Sparnacien des Corbières.
Colloque sur le Paléogène Bordeaux, sept. 1962, Mem. B.R.G.M. N° 28, p. 395-424

PLAZIAT J.C. : 1965. Pistes d'oiseaux et remaniements synsédimentaires dans le Lutétien du détroit de Carcassonne (Aude).
B.S.G.F. (7), t. VI, p. 290-293.

RAULIN V. : 1848. a)- Note sur la position géologique du calcaire d'eau douce à Physes de Montolieu (Aude).
B.S.G.F. (2), t. V, p. 428-433.

RAULIN V. : 1848. b)- Faits et considérations pour servir au classement du terrain à Nummulites.
B.S.G.F. (2), t. V, p. 114-130.

RAULIN V. : 1849. Réponse à une observation critique de M. LEYMERIE relative au terrain à Nummulites des Pyrénées et au terrain tertiaire d'Aquitaine.
B.S.G.F. (2), t. VII, p. 644-650.

RECH FROLLO (Mme) : 1948. Conditions lacustres en milieu marin : le Danien de la partie orientale du sillon N. pyrénéen.
B.S.G.F. (5), t. XVIII, p. 115-123.

ROUSSEL : 1893. Etude stratigraphique des Pyrénées.
B.S.C.G.F., t. V, N° 35.

ROUSSEL : 1899. Contribution à l'étude géologique des Pyrénées.
B.S.C.G.F., t. XI, N° 74.

ROUSSEL : 1903. Tableau stratigraphique des Pyrénées.
B.S.C.G.F., t. XV, N° 97, p. 53-56.

TALLAVIGNES : 1844. Lettre sur les terrains tertiaires et crétacé du versant sud de la Montagne Noire.
B.S.C.G.F. (2), t. I.

TALLAVIGNES : 1847. Résumé d'un mémoire sur les terrains à Nummulites du département de l'Aude et des Pyrénées.
B.S.G.F. (2), t. IV, p. 1127-1144 et 1162.

TALLAVIGNES : 1848. Observations à la note de M. RAULIN sur le classement du terrain à Nummulites.
B.S.G.F. (2), t. V, p. 130-131.

VASSEUR G. : 1892. Feuille de Carcassonne.
B.S.C.G.F., t. X, N° 69, p. 67.

VASSEUR G. : 1894. Relations du terrain nummulitique de la Montagne Noire avec les formations lacustres du Castrais.
B.S.C.G.F., t. V, N° 37.

VILLATE J. : 1964. Voir COURTESSOLE R.

VIGUIER : 1886. Sur la position du poudingue de Palassou de l'Aude.
B.S.G.F. (3), t. XIV, p. 582-584.

*

TOME 102 1965 Numéro 2
Série B

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

A PROPOS DE MOUVEMENTS TECTONIQUES RÉCENTS dans les Corbières

M. BENEST
et
M. GOTTIS

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 102 1965 N° 2
Série B

ACTES de la SOCIÉTÉ LINNÉENNE de BORDEAUX

Séance du 9 janvier 1965

A PROPOS DE MOUVEMENTS TECTONIQUES RECENTS DANS LES CORBIERES

par M. BENEST et M. GOTTIS

L'âge et le style des dernières manifestations tectogénétiques en Languedoc ont fait l'objet de controverses engagées depuis déjà de longues années. A l'Eustatisme généralisé proposé par BAULIG, ont été opposées diverses observations conduisant à admettre, à la limite des temps pliocènes et quaternaires, la manifestation de déformations souples et cassantes. Parmi les faits cités, il convient d'évoquer :

1° - La déformation des surfaces d'aplanissement ou des glacis d'épandages du Pliocène supérieur en Camargue (G. DENIZOT) et dans la région montpelliéraine (GEORGE, DENIZOT, DREYFUSS, GOTTIS, BONNET).

2° - Le dégagement d'un relief structural localement vigoureux aux dépens de ces surfaces finipliocènes, soit au pic St-Loup, soit dans les Corbières (BRUNET, GOTTIS).

3° - L'évolution récente du réseau hydrographique sub-aérien ou hypogée (GEZE, GOTTIS).

4° - L'existence d'accidents, failles ou flexures, affectant le Pliocène supérieur à la limite de La Costière et de la Vistrenque (G. DENIZOT) ou à proximité de Bize (S.N.P.L.M., carte au 1/200.000° du Languedoc - P. BRUNET, thèse p. 96) et de Lézignan-Corbières (ELLENBERGER).

De récentes études effectuées le long de la vallée de l'Orbieu, entre Lézignan-Corbières, Fabrezan et Ribaute, sur la terminaison périanticlinale du pli de l'Alaric, amènent à proposer un âge quaternaire pour l'ultime jeu de certaines déformations cassantes.

LES DERNIERS DEPOTS DE LA VALLEE DE L'ORBIEU

Dans le domaine considéré, la vallée de l'Orbieu se dégage du cadre montagneux au sein duquel est creusé son cours supérieur. Plusieurs glacis d'épandage emboîtés se développent alors en direction du point de confluence avec l'Aude. Les vestiges d'une nappe supérieure de cailloutis située en rive gauche, couronnent une série de buttes isolées du fait d'une vigoureuse érosion plus tardive. L'abbé A.F. de LAPPARENT a décrit avec clarté la disposition inclinée de cette formation dont la pente vers l'Est, croît de 0,50 à 0,75 % à l'approche de l'abrupt de la grande faille transverse affectant l'anticlinal de la montagne d'Alaric. Des placages de ce glacis dominent le lit du ruisseau des Mattes de plus de 80 m, alors que vers l'aval, au nord de Fabrezan, ils se tiennent à une vingtaine de mètres au-dessus du cours de l'Orbieu. La surface de base de ces dépôts tranche les assises du Paléocène ou repose sur des marnes lacustres et limons attribués au Pliocène.

Au nord de Fabrezan, à hauteur de Ferrals, mais en rive opposée, les cailloutis s'enchevêtrent à leur sommet avec des limons et tufs formant de petits entablements échelonnés en gradins, relevés vers le N.-W. Ces dépôts d'eau douce furent tout d'abord attribués au Quaternaire (feuille de Carcassonne, 1ère édition), l'abbé A.F. de LAPPARENT (1949), en raison de leur intrication avec les cailloutis supérieurs, les a considérés comme sensiblement synchrones de ces derniers et d'âge pliocène supérieur. Cette assignation stratigraphique se fonde sur l'altitude élevée au-dessus du thalweg actuel, à laquelle se tient vers l'amont ce glacis au profil concave. Certains dépôts pliocènes présentent dans le Narbonnais une altitude relative comparable.

P. BRUNET (1957) a, par contre, admis sans discussion un âge quaternaire tyrrhénien pour ce glacis supérieur directement recouvert à l'est-nord-est de Ribaute, au Planal de Pechlat, par des cailloutis calcaires bien calibrés, plats, anguleux, lités avec fort pendage. Le même auteur a cité, au-dessus des tufs de Ferrals "la présence de 6 m d'argile sableuse avec quelques rares bancs de 5 à 6 cm d'épaisseur de petits graviers inférieurs au centimètre, en pente de 14 % vers l'est" et a attribué à ces recouvrements une origine cryoclastique.

Deux autres terrasses s'emboîtent dans ce glacis supérieur et s'étagent à des hauteurs moindres, mais à peu près constantes : 15 m et 3 m, au-dessus du cours actuel de la rivière. De telles alluvions sont unanimement attribuées aux activités quaternaires de l'Orbieu. Le cailloutis qui se tient à 15 m aurait une origine climatique d'âge wurmien ; il serait contemporain de la régression préflandrienne. La basse terrasse serait liée à la transgression flandrienne.

LA FAUNE DES TUFS DE FERRALS

Le plateau de Graffan-Estamousse offre plusieurs coupes des tufs. Celles-ci montrent la succession au-dessus, soit de cailloutis supérieur, soit de marnes et limons du Pliocène :

a)- d'une faible épaisseur (0,30 à 0,80 m) d'argiles panachées à galets où s'intercalent rapidement des lits de poupées calcaires.

b)- des limons blanchâtres et tufs à Gastéropodes : 1,50 m,

c)- des travertins et calcaires lacustres : 5 à 6 m,

d)- des limons à Gastéropodes.

Les auteurs de la première édition de la feuille de Carcassonne ont noté la présence, dans les tufs développés entre Ferrals et Fontcouverte, de Mollusques (Helix, Limnées, etc.) et de Végétaux, tous quaternaires.

M. COMBES (1962) a signalé dans ces assises plusieurs gisements de Gastéropodes fossiles.

Il a cité :

- *Planorbis rotundatus* (Poiret)
- *Planorbis planorbis* (L.)
- *Bythinia tentacula* (L.)
- *Lymneae palustris* (Müller) forme corvus Gmelin
- *Lymneae stagnalis* (L.)
- *Lymneae peregra*
- *Vallonia pulchella* (Müller)
- *Physa acuta* (Drap.)
- *Theba pisana* (Müller)
- *Cochelicella acuta* (Müller)
- *Helicella* (Trochoïdea) *elegans* (Gmelin) Draparnaud
- *Helicella* (Cernuella) *maritima* (Drap.)
- *Helicella* (Candidula) *gigaxii* (Charp.)
- *Monacha carthusiana* (Müller)

Les six dernières formes ne sont connues que du Quaternaire.

Les horizons "b" et "d" nous ont fourni une riche faune aimablement déterminée par M. MAGNE. A la liste donnée par A. COMBES, il convient d'ajouter :

– pour le niveau "b" :

– *Lymneae limosa* (L.)
– *Succinea elegans* (L.)
– *Cyclostoma elegans* (Müller)

– pour le niveau "c" et à proximité du signe T porté sur la première édition de la feuille de Carcassonne :

– *Cyclostoma elegans* (Müller)
– *Pseudotachaea splendida* Drap.

Cette dernière espèce, encore représentée de nos jours, n'aurait été trouvée à l'état fossile, d'après L. GERMAIN (1929), que dans les tufs quaternaires de St-Pons-Gemenos par E. THIEUX.

Les Gastéropodes des tufs de Ferrals apporteraient donc une confirmation à l'hypothèse de l'âge quaternaire émise tant à leur égard qu'à celui du glacis supérieur.

LES DEFORMATIONS DES "DEPOTS TYRRHENIENS"

L'abbé A.F. de LAPPARENT avait, dès 1949, posé le problème de la manifestation de mouvements tectoniques antérieurs à la terrasse moyenne et susceptibles d'avoir gauchi la nappe de cailloutis supérieurs, alors considérée comme pliocène. L'éventualité d'un tel phénomène dû à "un ultime rejeu des failles de l'Alaric" a finalement été rejetée par cet auteur. L'abbé A.F. de LAPPARENT a préféré considérer le cailloutis de Pechlat comme des "dépôts de piedmont" abandonnés non par l'Orbieu mais par le ruisseau des Mattes, au pied de l'abrupt morphologique constitué par les calcaires du Paléocène. Aucun critère pétrographique ou sédimentologique permettant d'individualiser un tel apport latéral ne peut malheureusement être mis en évidence, à l'appui de cette dernière hypothèse.

La cartographie détaillée de l'extrémité orientale du pli de l'Alaric conduit, par ailleurs, à admettre que l'étagement des gradins de tufs de Ferrals est un phénomène d'ordre tectonique. La similitude des coupes offertes par les différents entablements amène à considérer ceux-ci comme des parcelles d'une zone de dépôts initialement homogène. Le décalage (17 m) entre le plateau de l'Estamousse formant la lèvre S.-E. de la faille de l'Estagnol et la butte du Mourrel de la Borie couronnant la lèvre opposée du même accident, est assez significatif. Une réplique de cette fracture affecterait la continuité des tufs et calcaires lacustres entre Thore et le tènement des Prés-en-Blanc. Dès lors, il n'y a plus de difficulté à concéder à la grande faille transverse de l'Alaric un jeu tardif responsable de la déformation de la terrasse supérieure de l'Orbieu.

L'activité quaternaire de telles failles permettrait à certains égards de mieux saisir les raisons de la localisation de zones de méandres de l'Orbieu et du ruisseau des Mattes. Celles-ci coïncideraient avec l'aplatissement des profils, à l'amont immédiat de segments de cours affectés de tendance positive. L'encaissement de tels méandres et notamment de ceux de la gorge du ruisseau des Mattes serait consécutif à l'exagération passagère de ces tendances entre le dépôt du glacis supérieur et celui de la terrasse moyenne de l'Orbieu.

*

BIBLIOGRAPHIE

BARRABE (L.) : Sur l'existence d'un important accident tectonique post-helvétien au Sud de Béziers (Hérault).
C.R. Som. Soc. géol. Fr., 1940, p. 50-52.

BAULIG (H.) : Le Plateau central de France et sa bordure méditerranéenne.
Paris, 1928.

BAULIG (H.) : Le S.-E. du Massif Central.
Congr. intern. Géogr., Paris, 1931.

BAULIG (H.) : Sur les derniers mouvements du sol dans la vallée du Rhône.
Et. Rh., t. II, n° 1, p. 87-89 (1935).

BIROT (P.) : Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles.
Paris, 1937.

BONNET (A.) : Tectonique post-villafranchienne du Languedoc méditerranéen.
I.N.Q.U.A., 4me Congr. intern., Rome, Pise, 1952.

BOURCART (J.) : Stratigraphie des terrains tertiaires et quaternaires du Roussillon.
B.S.C.G.F., 1938-1939.

BOURCART (J.) : Etude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon.
B.S.C.G.F., t. 45, n° 218, 1945.

BRESSON (A.) : Notice de la Carte Géologique détaillée de la France au 1/80.000°, feuille de Carcassonne, 1ère Edition : les terrains tertiaires et quaternaires.

BRUNET (P.) : Recherches morphologiques sur les Corbières.
Centre de Documentation cartographique et géographique du C.N.R.S. – Mémoires et Documents, t. VI, 1957, p. 59-134.

COMBES (A.) : Présence d'une série molassique tertiaire autour des collines de Boutenac (Aude) ; observations de MM. DURAND-DELGA et F. ELLENBERGER.
C.R. Som. Soc. géol. Fr., 1960, p. 151-153.

COMBES (A.) : Aperçu géologique sur les collines de Boutenac (Aude).
Bull. Soc. Géol. Fr., (7) t. IV, fasc. 3, pp. 362-380.

DENIZOT (G.) : La Grau, la Camargue et l'étang de Berre.
Ann. Fac. Sc. Marseille, XI, 1, 160 p., 1 pl. 1938.

DENIZOT (G.) : Pliocène et Quaternaire du Bas-Rhône.
B.S.C.G.F., Trav., XLII, 203, 1940, p. 162-171.

DENIZOT (G.) : Les anciens rivages de la Méditerranée française.
Bull. Inst. Océan. Monaco, vol. 48, n° 992, 1951.

DEPERET (Ch.) : Les anciennes lignes de rivage de la côte française de la Méditerranée.
B.S.G.F. (4) VI, 1906, p. 207-230.

DREYFUSS (M.) : Contribution à l'étude de quelques phénomènes géographiques dans la région montpelliéraine.
Bull. Soc. Lang. Géogr. (2) XII, 1941, p. 53-101.

DREYFUSS (M.) : A propos des surfaces d'érosion des environs de Montpellier.
Bull. Soc. Lang. Géogr. (2) XV, 1944, p. 77-87.

DREYFUSS (M.) et GOTTIS (M.) : Succession des phases de déformation en Bas-Languedoc.
C.R. Ac. Sc., CCXXVII, 1948, p. 106-108.

ELLENBERGER (F.) : Age pliocène probable des limons jaunes à galets du Narbonnais occidental (molasses de Thézan, etc.) et jeux de faille tardifs.
C.R. Som. Soc. géol. Fr., 1961, p. 183.

ELLENBERGER (F.) et HOULEZ (F.) : Sur une zone de failles néogènes prolongeant la flexure cévenole dans le pays narbonnais interne (données nouvelles sur les limons jaunâtres à galets. Le sondage d'Ornaisons).
C.R. Ac. Sc., t. CCLVII, p. 3526-3529.

FERRASSE (E.) : L'hydrographie des bassins de la Cesse et de l'Ognon dans ses rapports avec les structures géologiques.
Montpellier, 1906.

GEORGE (P.) : Interprétation des dislocations récentes pliocènes et quaternaires dans la région du Bas-Rhône et du Bas-Languedoc.
C.R. Som. Soc. géol. Fr., 1942, p. 38-39.

GEORGE (P.) : Essai de synthèse de l'histoire morphologique du Bas-Rhône et du Bas-Languedoc au Pliocène et au Quaternaire.
Et. Rh., XVIII, 1943, p. 183-189.

GEZE (B.) : Sur la probabilité d'un gauchissement quaternaire important à la bordure méridionale de la Montagne Noire (Vallée de la Cesse).
LXX Congr. A.F.A.S., Tunis, 1951.

GOTTIS (M.) : Observations géologiques sur le N.-E. du Pli de Montpellier.
Dipl. Ecole Nat. Sup. du Pétrole, Univ. de Strasbourg, 1945).

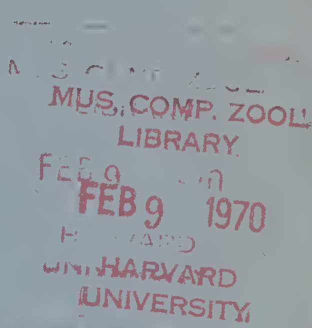
GOTTIS (M.) : Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc.
Thèse, Montpellier, 1957 et Bordeaux, édit. TEX, 1964.

LAPPARENT (A.F. de) : La Montagne d'Alaric (Aude).
B.S.C.G.F., t. XLVII, n° 224, 1948, 32 p.

VIGUIER (H.) : Etudes géologiques sur le département de l'Aude (bassin de l'Aude et des Corbières).
Thèse in 8°, Montpellier, 1887.

*

TOME 102 — 1965 — Numéro 3
Série B



ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE paléoplanctologique du jurassique en Aquitaine occidentale

Françoise DUPIN

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

CORRESPONDANCE DES ZONES PALÉOPLANCTONIQUES AVEC LA CHRONOSTRATIGRAPHIE LES UNITÉS LITHOLOGIQUES ET LES ZONES D'AMMONITÉ

		ZONES d'AMMONITES		SUBDIVISIONS					
		Europe du Nord-Ouest	Europe méridionale	COLLOQUE DU JURASSIQUE 1962		NOMENCLATURE ESSO-REP		SUBDIVISIONS PALEOPLANCTONIQUES	
JURASSIQUE SUPERIEUR	MALM	.	Berriasella chaperi Virgatosphinctes transitorius	PORTLANDIEN	Tithonien (Tethys) Velgien (Russie)	Dolomie de MANO			E R O D E
		Titanites giganteus Glaucolithites gorei Zaraiskites albani	Semiformiceras semiforme						
		Pavlovia pallasioides Pavlovia rotunda Pectinatites pectinatus	Berriasiella ciliata	KIMMERIDGIEN	Kim. sup. – ? (Dorsetien)	Calcaire à Lituolidés			
		Subplanites Gravesia gigas	Subplanites vimineus Hybonoticeras hybonotum Glochiceras lithographicum						
		Gravesia gravesiana	Hybonoticeras beckeri		Kim. inf. Crussolien				
		Aulacostephanus autissiodorensis (= zone à A. pseudomutabilis) Rasenia mutabilis Rasenia cymodoce	Aulacostephanus pseudomutabilis						
		Pictonia baylei	Streblites tenuilobatus			Marno - calc. de Lamarque		c b	I I I
		Ringsteadia pseudocordata	Idoceras planula Epipeltoceras bimammatum Ochetoceras marantianum	OXFORDIEN	RAUR.	Calc. de St-Martin		a	
		Decipia decipiens Perisphinctes cautisnigrae Perisphinctes plicatilis	Peltoceras (gregoryceras) transversarium		ARG.	Marnes à Ammonites			
		Cardioceras cordatum Quenstedtoceras mariae	Cardioceras cordatum Quenstedtoceras mariae		INF.	C A L C A I R E S à F I L A M E N T S	A 1		
JURASSIQUE MOYEN	DOGGER	Quenstedtoceras lamberti Peltoceras athleta	Quenstedtoceras lamberti Peltoceras athleta	CALLOVIEN	SUP.		A a	f	I I
		Erymnoceras coronatum Kosmoceras jason	Erymnoceras coronatum Reineckeia anceps Reineckeites douvillei		MOY.				
		Sigaloceras calloviense Proplanulites koenigri Macrocephalites macrocephalus	Macrocephalites canizzaroi Macrocephalites macrocephalus		INF.				
		Clydoniceras discus Oppelia aspidoides ou Wagnericeras arbustigerum	Clydoniceras discus et Choffatia subbakeriae Oppelia aspidoides et Prohecticoceras retrocostatum	BATHONIEN			B 1	e	
		Tulites subcontractus Gracilisphinctes progracilis Zigzagiceras zigzag	Oppelia fusca Gracilisphinctes progracilis Zigzagiceras zigzag		MOY. INF.			d	
		Parkinsonia parkinsoni Garantiana garantiana Strenoceras subfurcatum	Parkinsonia parkinsoni Garantiana garantiana Strenoceras subfurcatum	BAJOCIEN	SUP.		B 2	c b	
		Stephanoceras humphriesianum Otoites sauzei Sonninia sowerbyi	Stephanoceras humphriesianum Otoites sauzei Witchellia laeviuscula		INF.			a	
		Graphoceras concavum Ludwigia murchisonae Tmetoceras scissum Leioceras opalinum	Graphoceras concavum Ludwigia murchinosae Tmetoceras scissum Leioceras opalinum	AALENIEN			C 1		I °
JURASSIQUE INFERIEUR	LIAS	Pleydellia aalensis Dumortieria levesquei	Pleydellia aalensis Dumortieria levesquei	TOARCIEN			C 2		
		Lytoceras jurense Hildoceras bifrons Harpoceras falcifer Dactylioceras tenuicostatum	Lytoceras jurense Hildoceras bifrons Harpoceras falcifer Dactylioceras tenuicostatum						
		Pleuroceras spinatum Amaltheus margaritatus	Pleuroceras spinatum Amaltheus margaritatus	PLIENSBACHIEN	Pliensb. Sup. = Domerien		D 1	d	I
		Prodactylioceras davoei	Prodactylioceras davoei		Pliensb. Inf. = Carixien			c	
		Tragophylloceras ibex Uptonia jamesoni	Tragophylloceras ibex Uptonia jamesoni						
		Echioceras raricostatum Oxynoticeras oxynotum Asteroceras obtusum Euasteroceras turneri	Echioceras raricostatum Oxynoticeras oxynotum Asteroceras obtusum Euasteroceras turneri	SINEMURIEN	Siném. Sup. = Lotharingien		D 2 + D 3		
		Arnioceras semicostatum Arietites bucklandi	Arnioceras semicostatum Arietites bucklandi		Siném. Inf.		D 4		
		Schlotheimia angulata	S. angulata	HETTANGIEN		ZONE A ANHYDRITE		b	
		Psiloceras planorbes	Psiloceras planorbes	RHETIEN		DOLOMIE de CARCANS		a	

TOME 102 1965 N° 3
Série B
ACTES de la SOCIÉTÉ LINNÉENNE de BORDEAUX

Séance du 7 mai 1965.

CONTRIBUTION A L'ETUDE PALEOPLANCTOLOGIQUE DU JURASSIQUE EN AQUITAINE OCCIDENTALE (1)

par Françoise DUPIN

I. - GENERALITES

A. - BUT DE CE TRAVAIL

L'étude palynologique du Jurassique de l'ensemble du Bassin d'Aquitaine constituait le cadre d'un premier projet qui dut finalement être circonscrit au centre-ouest de ce domaine, en raison de la limitation à cette région des faciès favorables. L'objet poursuivi était multiple :

a)- Inventaire régional des formes jurassiques = formes terrestres (pollens et spores) et formes marines (Dinoflagellés, Hystrichosphères, Sphéromorphes).
b)- Etablissement de zones paléoplanctologiques permettant des corrélations entre les différents sondages.
c)- Mise en évidence des faits susceptibles de motiver des conclusions paléogéographiques, paléoclimatologiques et paléoécologiques.

B. - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET LOCALISATION STRATIGRAPHIQUE DES SONDAGES

Les forages étudiés sont tous situés au centre-ouest du Bassin Aquitain. Ils ont été choisis sur les conseils de M. Ph. DUFAURE (2), d'après la paléogéographie et la répartition des faciès du bassin à l'époque jurassique. Ce sont ceux du Verdon 1, Jau 1 (C.E.P.), Lamarque 1, Maubuisson 1, Carcans 1, Carcans 2 (ESSO-REP), Le Porge 1 (R.A.P.), St-Félix (C.F.P.).

Ces sondages ont en effet traversé une série jurassique bien développée, et ont été dans l'ensemble bien "carottés" ; ils offrent, enfin, du point de vue lithologique, le maximum de chances de contenir des spores, des pollens et du microplancton.

Notre étude a été limitée : à la base par le Trias ; au sommet par le Cénomanien ; elle a intéressé l'ensemble des assises ainsi définies chaque fois que la distribution des carottes l'a permis.

C. - DONNEES GENERALES SUR LA STRATIGRAPHIE DU JURASSIQUE DU NORD DE L'AQUITAINE

Tous ces sondages du Nord-Ouest de l'Aquitaine présentent des coupes lithologiques très semblables, témoignant de l'homogénéité des formations traversées et de l'identité de leur succession. Ainsi les maîtres d'œuvres de ces sondages ont-ils, peu à peu, élaboré, pour désigner les diverses formations rencontrées, une nomenclature qui intègre aujourd'hui la terminologie régionale. On distingue ainsi, de la base au sommet du Jurassique :

1. Cette note expose les conclusions d'un travail effectué dans les laboratoires de la Compagnie Française des Pétroles de Bordeaux et présenté comme thèse de doctorat de troisième cycle à la Faculté des Sciences de la même ville. Je remercie très vivement toutes les personnes, grâce auxquelles cet ouvrage a pu être réalisé, et tout particulièrement M. A. COMBAZ qui en a journellement guidé son élaboration et M. le Professeur DEFLANDRE qui m'a fait bénéficier de ses conseils à propos des problèmes de nomenclature.
2. De la Compagnie française des Pétroles.

1°- Dolomie de Carcans :

C'est une passée dolomitique poreuse, épaisse de 20 mètres environ, surmontant en discordance les grès ou les argiles rouges du Trias. Cette assise fait défaut vers le N-NW dans les coupes des sondages de Jau 1 et du Verdon 1.

Elle est attribuée au Rhétien et à la base de l'Hettangien à cause de la présence de *Psiloceras planorbis.*

2°- Formation à anhydrite :

Toujours assez épaisse, indiquant un régime lagunaire, elle est constituée en majorité d'anhydrite massive, de dolomies compactes et de passées d'argiles vertes et noires. Elle s'épaissit, du Nord au Sud, et est attribuée à l'Hettangien supérieur.

3°- Formation des calcaires à filaments :

Elle a été subdivisée par les géologues d'ESSO-REP en unités D (D4, D3, D2, D1), C (C2, C1), B (B2, B1), A (A2, A1).

Unité D - Lias inférieur (pars.) Lias Moyen - constituée :

- d'un ensemble dolomitique poreux à passées de calcaire détritique, de marne verte et d'anhydrite : D4.
- de calcaire oolithique à intercalation de marnes ligniteuses et calcaire microcristallin : D2 et D3.
- de calcaire détritique souvent argileux, gréso-pyriteux, à débris d'Echinodermes : D1.

D1, dans le sondage Jau 1, a fourni une faune domérienne à *Amaltheus margaritatus* et *Paltopleuroceras spinatum.* D2, D3, D4, sont attribuées au Sinémurien.

Unité C - Lias supérieur. C'est généralement un niveau tendre, d'argile noire, de calcaire argileux ou oolithique, très riche en Ammonites pyriteuses, dans lequel apparaissent les premiers filaments peu nombreux et de petite taille.

Toutes les zones d'Ammonites y sont représentées indiquant un âge toarcien et début aalénien.

Unité B - Jurassique moyen. C'est un épisode carbonaté compris entre les marnes toarciennes et les marnes à Ammonites. Elle se subdivise en :

- Sous-unité B1 : datée de l'Aalénien supérieur et du Bajocien : elle débute par des calcaires oolithiques et se poursuit par des calcaires argileux à lits marneux.
- Sous-unité B2 : datée du Bathonien, plus compacte, constituée de calcaires cristallins graveleux ou oolithiques. Les filaments y sont très nombreux.

Unité A - Callovo-oxfordien. C'est un niveau de transition entre l'unité B et les marnes à Ammonites, constitué de calcaires argileux alternant avec des bancs de marne.

Elle possède une faune à Ammonites assez riche, d'âge Callovo-oxfordien. Au sommet, les filaments disparaissent.

Trois formations participent à la constitution du Jurassique supérieur.

4°- Les marnes à Ammonites :

De teinte noire ou gris foncé, elles contiennent une très riche faune d'Ammonites d'âge oxfordien supérieur : argovien-rauracien.

II.- METHODES D'ETUDE

La méthode de préparation physico-chimique employée a été celle de la C.F.P., inspirée en partie de la "méthode standard" de JEKHOWSKY : attaque chlorhydrique, puis attaque fluorhydrique et attaque nitrique. La séparation des micro-organismes des débris, matière organique... s'est effectuée au moyen d'une liqueur dont la densité est voisine de 2.

L'étude réalisée a fait appel aussi bien à la méthode qualitative que quantitative.

– A la méthode qualitative, nous avons emprunté le choix d'un sondage de référence : en l'occurrence Le Porge 1 par suite de son excellent carottage – ainsi que le principe d'étude d'extension maximum des formes caractéristiques.

– A la méthode quantitative, nous avons emprunté le principe des pourcentages et le calcul de fréquence : fréquence absolue, fréquence relative, variations simultanées des neuf grands groupes.

Les zonations ont été établies en tenant compte des deux catégories de résultats obtenus.

5°- Les calcaires de Saint-Martin et les marnocalcaires de Lamarque :

Ce sont des formations très similaires ne pouvant pas toujours être distinguées : la première est surtout formée de calcaires cristallins, la seconde est beaucoup plus argileuse et présente des bancs marneux. Ils sont attribués à l'Oxfordien terminal et au Kimméridgien inférieur.

6°- Les calcaires à Lituolidae :

Ils sont, dans tous les sondages, plus ou moins érodés, recouverts par un Crétacé supérieur transgressif. Ce sont des calcaires microcristallins gris foncé à petits lits marneux. L'ensemble est kimméridgien.

D.- PROBLEMES POSES

Les coupes établies par les maîtres d'œuvres, d'après les matériaux des sondages étudiés, étaient dans bien des cas d'interprétation assez sommaire, la plupart n'étaient pas datées. Il a donc fallu procéder à une révision de ces dossiers, avant toute chose, pour essayer de retrouver dans tous les sondages les formations lithologiques précédemment décrites. La mise en évidence d'une zonation verticale dans la répartition des micro-organismes étudiés a conduit à comparer ces deux catégories de zones avec les classiques zones d'Ammonites et à identifier, dans le cadre régional, les subdivisions établies.

Les corrélations proposées permettent de déduire de ce travail une interprétation paléogéographique, écologique, paléoclimatique.

Le problème du Néocomien dans les sondages de Jau 1 et du Verdon 1 a été abordé sans toutefois que les informations paléobotaniques recueillies aient été susceptibles de fournir une argumentation décisive.

III.- ZONES PALEOPLANCTONIQUES, LEUR CORRESPONDANCE AVEC LA NOMENCLATURE DES FORMATIONS ESSO-REP ET LES ZONES D'AMMONITES

Trois grandes zones paléoplanctoniques ont pu être mises en évidence dans tous les sondages :

ZONE I = Lias

Caractérisée par la prédominance des éléments terrestres toujours supérieurs à 90 %, en particulier des *Classopollis*.

Entre la zone I et la zone II existe une zone de transition que nous avons appelée I', où les *Classopollis* sont encore nombreux mais où pullulent les sphéromorphes : les *Protoleiosphaeridium*.

ZONE II = Jurassique moyen

Caractérisée par l'extrême abondance des éléments marins = Hystrichosphères et Péridiniens, ces derniers en particulier permettent une zonation assez fine. Les éléments terrestres sont en très petite quantité.

ZONE III = Jurassique supérieur

Limitée, à la base, par une diminution des organismes marins et une augmentation des pollens et des spores, l'élément dominant semble être constitué dans toute son épaisseur par les *Tenua histrix*.

Au sommet la ZONE IV, c'est-à-dire le Crétacé, s'individualise par la présence de spores cicatricosées dominantes.

Ces zones ont été subdivisées en sous-zones ; les unités lithologiques retrouvées dans tous les sondages ont pu être étalonnées grâce au forage Maubuisson 1 dont la stratigraphie avait été bien étudiée par MM. DALBIEZ et SERONIE-VIVIEN ; nous avons obtenu par le même moyen la datation des zones paléoplanctologiques qui ont été ensuite comparées avec les zones d'Ammonites.

A.- ZONE I

1° - Constituants paléoplanctologiques caractéristiques

Sous-zone Ia :

- Organismes terrestres : seulement quelques rares espèces: *Styxisporites reiningeri, Classopollis* sp., *Araucariacites australis, Monosulcites* sp.
- Organismes marins : uniquement représentés par : *Cymatiosphaera parva* et *Leiosphaeridia communis*.

Sous-zone Ib à *Classopollis* (Pl. II, fig. A) :

- Organismes terrestres : Les *Classopollis* dominent à plus de 90 % et pullulent. Ils se trouvent associés en faible pourcentage à des spores : *Todisporites major, Todisporites minor, Cingulatisporites scabratus, Lycopodiumsporites gristhorpensis, Cyathidites minor, Concavisporites rugulatus, Klukisporites variegatus, Sphagnumsporites* sp. et à quelques pollens de gymnospermes : *Pinuspollenites laboacus* var. *arcuata, Pteruchipollenites thomasii.*

- Organismes marins : apparition de *Michrystridium inconspicuum.*

Sous-zone Ic :

Assez mal caractérisée, les mêmes espèces que précédemment s'y rencontrent ; les *Classopollis* dominent toujours, mais leur fréquence absolue diminue considérablement, tandis qu'apparaissent certaines spores : *Trilitisporites rariverrucatus, Cingulatisporites caminus, Lycopodiumsporites semimuris, Gleicheniidites senonicus, Concavisporites subgranulosus* et quelques pollens de Gymnospermes : *Cedripollenites corsini, Abietinaepollenites microalatus, Caytonipollenites pallidus* et *Tsugaepollenites mesozoicus. Todisporites major* disparaît.

Sous-zone Id :

Les formes sporopolliniques identifiées se montrent homogènes jusqu'au sommet du Jurassique. *Cedripollenites corsini* et *Abietinaepollenites microalatus* ont disparu.

Les organismes marins accusent pour la première fois une certaine densité de peuplement avec *Michrystridium inconspicuum, Michrystridium cf. fragile* et des sphéromorphes : *Tytthodiscus* suevicus.

2°- Correspondance de ces zones avec les unités lithologiques et les subdivisions chronostratigraphiques.

La sous-zone Ia correspond à la dolomie de Carcans et au début de la zone à anhydrite, c'est-à-dire au Rhétien et à la base de l'Hettangien.

La sous-zone Ib à *Classopollis* se trouve presqu'à la base de la zone à anhydrite dans l'Hettangien inférieur.

La sous-zone Ic correspond à la majeure partie de la formation à anhydrite et à la base des calcaires à filaments : unités D4, D3, D2 et la plus grande partie de D1 : Hettangien, Sinémurien, Pliensbachien inférieur.

B.- ZONE I' à *Protoleisphaeridium*

Les organismes terrestres rencontrés sont toujours les mêmes : les *Classopollis* se sont raréfiés et n'atteignent plus que 30 % des formes comptées. Apparaissent : *Lycopodiumsporites clavatoïdes, Lycopodiumsporites cerniidites, Matonisporites equiexinus. Styxisporites reissingeri* a disparu tandis que se manifestent également quelques pollens à zona.

Le Phytoplancton marin constitue l'élément dominant et caractéristique de la zone : *Protoleiosphaeridium sp.* représente 60 à 80 % des populations dénombrées.

Cette zone correspond aux unités C2, C1 et à la base de B2 des calcaires à filaments, c'est-à-dire au Toarcien et à l'Aalénien.

C.- ZONE II

Le Phytoplancton terrestre est toujours semblable. On note simplement l'apparition de pollen à zona. Les *Classopollis* ont, lorsqu'ils se rencontrent encore, un pourcentage très bas.

Les organismes marins dominent entre 60 et 90 % dans l'association.

Sous-zone IIa :

Caractérisée par la présence de Palaeoperidinium sp. limité à cette sous-zone et l'apparition de *Lithodinia jurassica* en assez grand nombre, *Gonyaulacysta eisenacki, Chlamydophorella sp., Pyxidiella scrobiculata.*

Tytthodiscus suevicus a disparu.

Sous-zone IIb :

Caractérisée par la très grande abondance des *Valensiella ovulum.*

Sous-zone IIc à *Gonyaulacysta cladophora :*

Caractérisée par la très grande abondance de cette espèce. *Pareodinia ceratophora* apparaît.

Sous-zone IId à *Gonyaulacysta cornigerum :*

Cette espèce caractéristique de la sous-zone apparaît et est très abondante. Se rencontrent également : *Gonyaulacysta sp., Gonyaulacysta jurassica* et quelques rares *Ctenidodinium combazi.*

Sous-zone IIe à *Ctenidodinium combazi* (Pl. XIII, fig. B) :

Cette espèce domine à 90 % et forme un véritable palynofaciès.

Apparaissent quelques *Gonyaulacysta hyalodermopsis.*

Les Hystrichosphères sont très variées malgré leur faible pourcentage : les *Baltisphaeridium* en particulier sont très variés. Sont présents également : *Tenua hystrix, Systematophora orbifera, Cannosphaeropsis caulleryi.*

Sous-zone IIf :

Les organismes marins sont encore nombreux mais il n'y a plus dominance nette d'une espèce. *Ctenidodinium combazi* a disparu.

Les sous-zones IIa, IIb, IIc correspondraient à l'unité lithologique B2, c'est-à-dire au Bajocien. Les sous-zones IId, IIe au Bathonien : unité B2. La sous-zone IIf au Callovien : unité A1.

D. - ZONE III

Les organismes terrestres forment une pointe à la base. On note seulement l'apparition de *Schizaeosporites minor* et *Ormundacidites cf. wellmanii.*

Les organismes marins sont assez variés : *Hystrichosphaeridium salpingophorum* est limité à la base de la sous-zone. On note l'apparition de *Gonyaulacysta nuciformis, G. orthoceras, G. gottisi, Scrinodinium luridum, Palaeohystrichophora spinosissima.*

Sous-zone IIb à *Tenua hystrix :*

Caractérisée par l'abondance et la pullulation de cette espèce atteignant jusqu'à 90 %, formant un palynofaciès caractéristique (Pl. III, fig. C), à la base duquel les *Leiosphaeridia communis* sont très abondantes (Pl. III, fig. D).

Sous-zone IIIb à *Tenua hystrix :*

Caractérisée par l'abondance et la pullulation de cette espèce atteignant jusqu'à 90 %, formant un palynofaciès caractéristique (Pl. III, fig. C), à la base duquel les *Leiosphaeridia communis* sont très abondantes (Pl. III, fig. D).

Sous-zone IIIc :

Toujours peu de changement parmi les organismes terrestres. Apparaissent *Klukisporites peudoreticulatus* et *Dictyophyllidites harrisii.* Certaines espèces disparaissent.

La plupart des Péridiniens et Hystrichosphères ont disparu. Seuls les *Tenua hystrix* ont, encore, une certaine importance. Les Sphéromorphes : *Protoleiosphaeridium* dominent de nouveau entre 60 et 70 %.

La sous-zone IIIa correspond au sommet aux calcaires à filaments : unité A1, aux marnes à Ammonites, aux calcaires de St-Martin et à la base des marno-calcaires de Lamarque, c'est-à-dire à tout l'Oxfordien et la base du Kimméridgien inférieur.

La sous-zone IIIb à *Tenua hystrix* correspond à presque toute l'épaisseur des marno-calcaires de Lamarque, du Kimméridgien inférieur.

La sous-zone IIIc est localisée tout-à-fait au sommet des marno-calcaires de Lamarque et peut-être à la base des calcaires à *Lituolidae,* toujours du Kimméridgien inférieur.

Pl. II

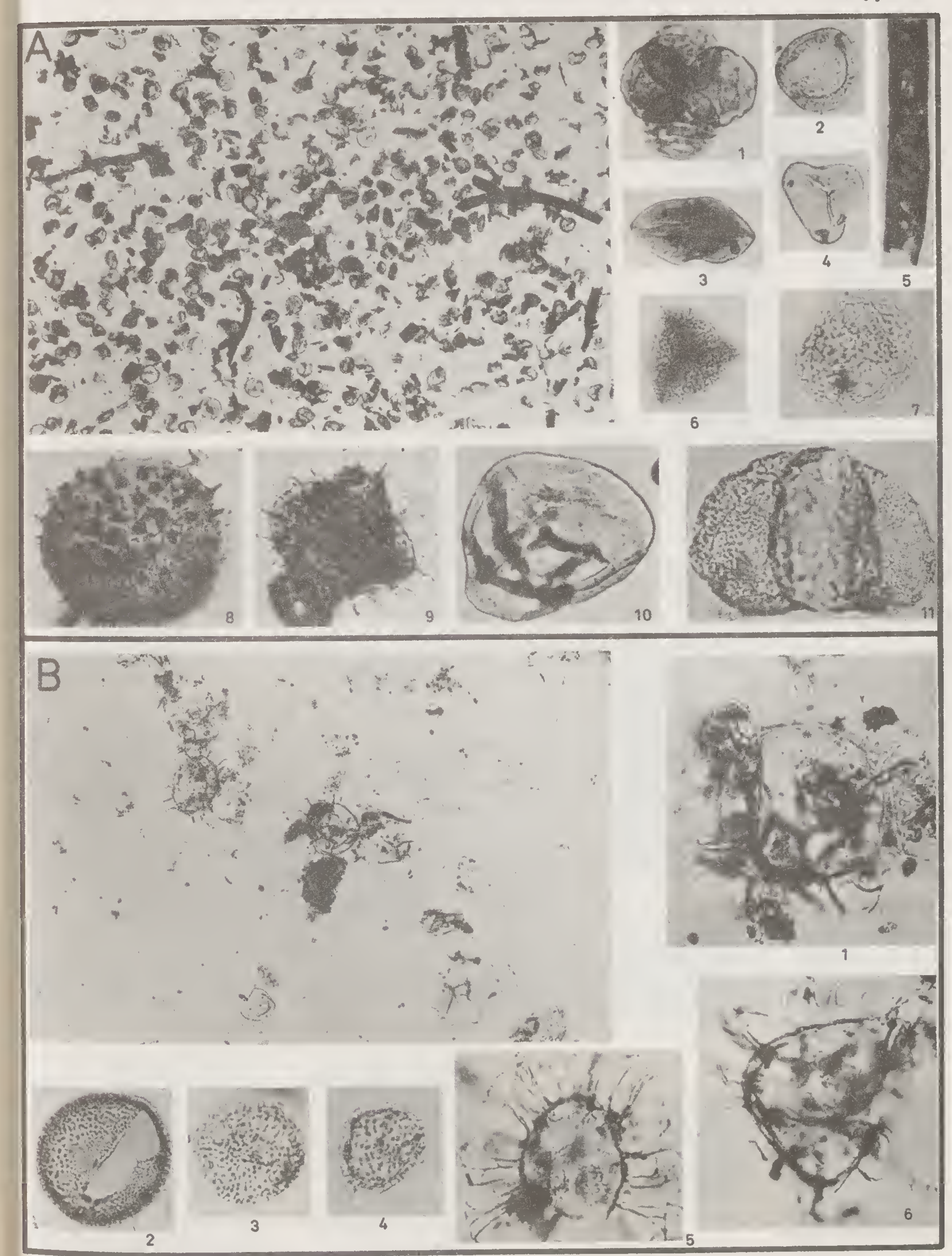


PLANCHE II

A. Palynofaciès à *Classopollis* du Lias inférieur.

Lamarque 1 (5315 B)

1. Tétrade de *Classopollis*
2. *Classopollis torosus*
3. *Monosulcites sp.*
4. *Cyathidites minor*
5. Débris végétal
6. *Cingulatisporites scabratus*
7. *Leiosphaeridia communis*
8. *cf. Nymphaea*
9. Tétrade de *Styxisporites reissingeri*
10. *Todisporites major*
11. *Pteruchipollenites thomasii.*

B. Palynofaciès à *Ctenidodinium combazi* du Bathonien

Le Porge 1 (4961 A)

1. *Ctenidodinium combazi*
2. *Pyxidiella scrobiculata*
3. *Palaeocystum*
4. *Chlamydophorella sp.*
5. *Systematophora orbifera*
6. *Ctenidodinium combazi.*



PALYNOFACIÈS

Pl. III

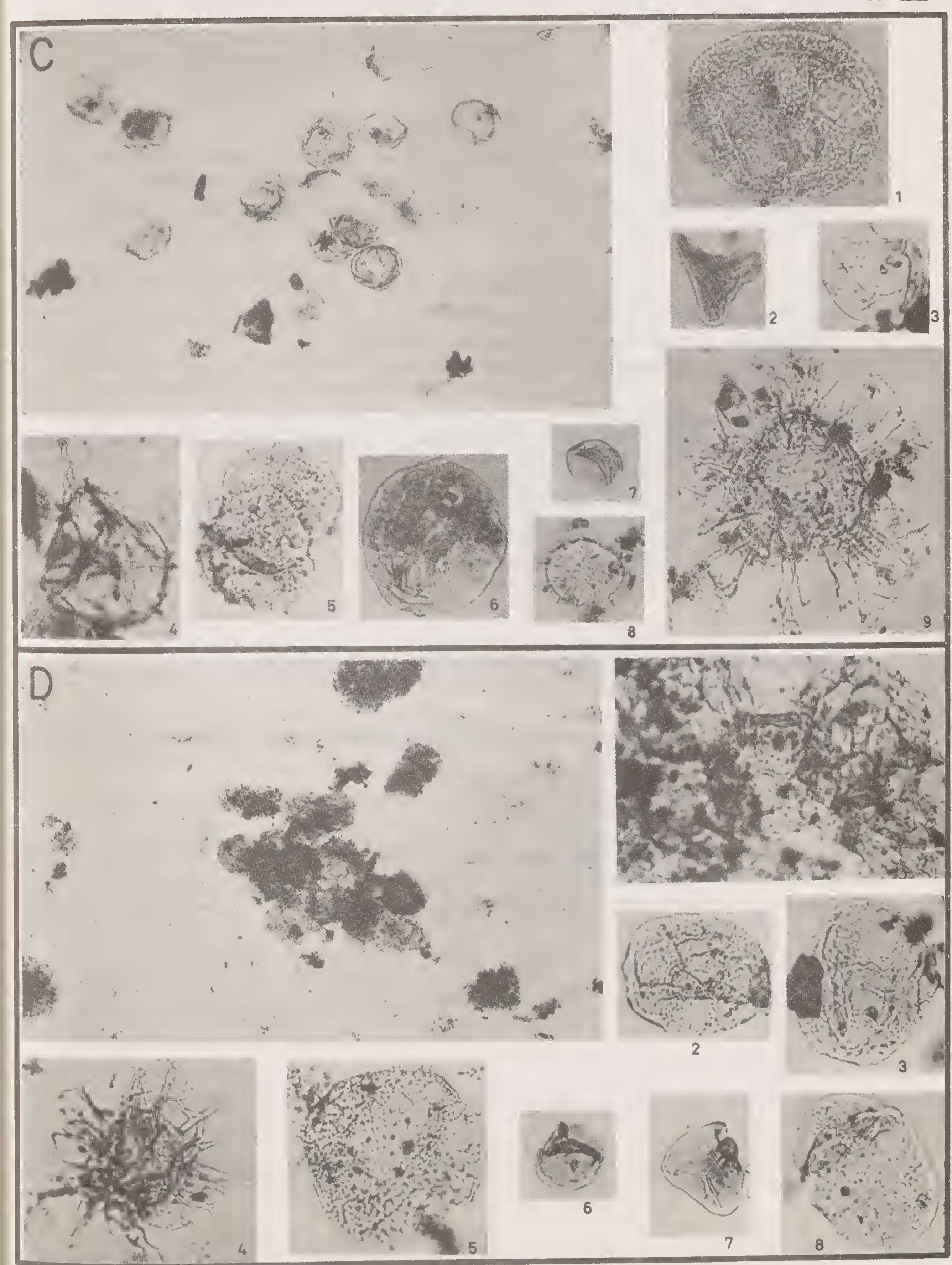


PLANCHE III

C. Palynofaciès à *Tenua hystrix* du Jurassique supérieur.

Le Verdon 1 (4825 A)

1. *Tenua hystrix*
2. *Concavisporites subgranulosus*
3. *Leiosphaeridia wenlockia*
4. *Gonyaulacysta jurassica*
5. *Pinuspollenites verrucosus*
6. *Araucariacites cf. australis*
7. *Protoleiosphaeridium*
8. *Michrystridium inconspicuum*
9. *Systematophora orbifera.*

D. Palynofaciès à *Leiosphaeridia communis* du Jurassique supérieur.

Lamarque 1 (5324 B)

1. Détail d'un amas au fort grossissement mettant en évidence la présence de cellules.
2. *Leiosphaeridia communis*
3. *Leiosphaeridia communis*
4. *Hystrichosphaeridium*
5. *Tenua hystrix*
6. *Protoleiosphaeridium sp.*
7. *Cyathidites minor*
8. *Pteruchipollenites thomasii.*



IV. - APPORT DES RESULTATS PALEOPLANCTONIQUES OBTENUS AUX CONNAISSANCES PALEOGEOGRAPHIQUES SUR LE NORD-OUEST ET LE CENTRE DE L'AQUITAINE

A. - RHETIEN-HETTANGIEN

Zone Ia :

Une première et légère avancée marine se distingue dans la dolomie de Carcans avec la présence des *Cymatiosphaera parva* rencontrés au Porge 1.

Cette dolomie absente dans les sondages Verdon 1 et Jau 1, augmente d'épaisseur vers le Sud et atteint 30 m au Porge 1.

Zone Ib à *Classopollis* et base de Ic :

Un régime typiquement lagunaire s'installe ensuite donnant une sédimentation à épaisses séries d'anhydrite.

L'élément dominant de l'association microflorale dans Ib est constitué par des pollens de conifères : les *Classopollis* qui pullulent dans les préparations.

Un climat tropical sec devait régner à cette époque, favorisant le développement et l'expansion de cette espèce dont l'extrême abondance et le pourcentage élevé indiquent une influence continentale très nette.

La série s'épaissit également vers le Sud, où semble se trouver une région de plus grande subsidence, la sédimentation puissante de 51 m au Verdon 1, atteint 200 m au Porge 1. Cet épaississement est en partie dû à l'apparition, vers le Sud, de nouveaux termes intercalés à la base de ce complexe.

B. - LIAS MOYEN : SINUMERIEN ET PLIENSBACHIEN

Ce sous-étage est représenté par les zones Ic et Id à *Michristridium*. Au régime lagunaire de la base de Ic, fait suite un régime plus marin, ayant permis le dépôt des calcaires à filaments.

Le climat pendant cette période ne paraît pas subir de variation sensible et reste tropical sec : les *Classopollis* constituant encore l'élément dominant et presque unique.

C. - LIAS SUPERIEUR : TOARCIEN-AALENIEN

Il est constitué par la zone paléoplanctonique I' à *Protoleiosphaeridium.*

L'avancée marine se poursuit et est très nette dans tous les sondages : mer chaude et peu profonde, où seules les *Protoleiosphaeridium* se rencontrent encore accompagnées de quelques Leiosphaeridées.

La microflore indique un climat tropical devenant légèrement humide. Les *Classopollis* encore assez nombreux sont accompagnés cependant de Cyathéacées, Dicksoniacées, Lycopodiacées, quelques Schizéacées, Sélaginellacées et quelques Gymnospermes *(Pteruchipollenites, Abietinaepollenites, Pinuspollenites, Caytonipollenites).*

D. JURASSIQUE MOYEN

1° - Bajocien-Bathonien

Correspond aux zones paléoplanctoniques IIa, IIb, IIc à *Gonyaulacysta cladophora*, IId à *Gonyaulacysta cornigerum,* IIe à *Ctenidodinium combazi :* encore situées dans les calcaires à filaments.

Ces dépôts appartiennent toujours au domaine néritique inférieur. Une mer chaude et peu profonde devait s'étendre sur toute la région, favorisant l'expansion des Dinoflagellés et des Hystrichosphères. La succession nette et caractéristique des thanatocénoses observées pourrait indiquer de brusques variations de ph et de salinité responsables de la mort brutale de ces microorganismes.

Le caractère peu profond de ces dépôts est souligné par la présence de glauconie.

Une influence continentale plus nette se manifeste dans le Nord : les populations observées au sondage Verdon 1 montrent environ 40 % d'organismes continentaux alors qu'au Porge 1 le nombre de ceux-ci est réduit à 5-10 % ou moins. La nature de ces organismes, constitués principalement de Cyathéacées, Dicksoniacées, Lycopodiacées, Araucariacées, Schizeacées et quelques Gymnospermes, indique un climat tropical plus humide que précédemment.

Une zone de plus grande subsidence s'observe toujours vers le Sud.

2°- Pendant le Callovien, zone IIf, un régime assez uniforme semble se poursuivre, Péridiniens et Hystrichosphères sont toujours abondants dans une mer chaude et peu profonde, dont les propriétés restent assez homogènes : car les thanatocénoses caractéristiques du Jurassique moyen ne se rencontrent plus.

E.- JURASSIQUE SUPERIEUR

Pendant l'Oxfordien inférieur : à la base de la zone IIIa, au sommet des calcaires à filaments, une très légère influence continentale est notée, toujours plus accentuée au Nord qu'au Sud, très éphémère ; pendant l'Argovien, le Rauracien et la base du Kimméridgien inférieur, un régime marin paraît s'installer de nouveau et les marnes à Ammonites correspondent aux dépôts les plus profonds de la série, elles appartiendraient au domaine néritique inférieur à bathyal.

Pendant la sédimentation de la zone IIIb à *Tenua hystrix* du Kimméridgien inférieur (marno-calcaires de Lamarque), une mer chaude, calme et peu profonde, s'étend toujours sur la région, donnant une sédimentation uniformément calcaire. La thanatocénose à *Tenua hystrix* observée au sommet laisse supposer un changement du régime marin.

Dans la zone IIIe du Kimméridgien inférieur, la nouvelle apparition en très grand nombre des *Protoleiosphaeridium* indiquerait un milieu régressif. Un pourcentage plus élevé des organismes terrestres met en évidence une influence continentale nette.

L'épaisseur des calcaires de St-Martin et surtout des marno-calcaires de Lamarque est considérable. Ces dépôts évoquent un paysage d'immenses vasières, très plates, subsidentes, peu profondes.

Un climat assez uniforme tropical et humide analogue à celui du Jurassique moyen semble régner pendant cette époque. Les spores et pollens observés appartiennent toujours aux mêmes familles des Cyathéacées, Dicksoniacées, Mattoniacées, Lycopodiacées, Gleicheniacées, Schizéacées et quelques conifères.

A la fin de cette période, des mouvements orogéniques ont affecté l'Aquitaine et ont provoqué l'émersion et l'érosion du Jurassique supérieur. Ce phénomène a été particulièrement important dans le Nord-Ouest puisqu'il a provoqué l'affleurement du Jurassique inférieur.

F.- CRETACE

Le Cénomanien est transgressif, dans la plupart des sondages (Jau 1 et le Verdon 1 étant à part), sur le Kimméridgien.

L'association paléoplanctologique est à influence continentale dominante. Parmi les éléments observés dans le diagramme sporopollinique : les Schizéacées (formes cicatricosées) et Gleicheniacées *(g. senonicus)* dominent largement. Le climat tropical humide suggéré par ces associations n'aurait pas succédé directement à celui du Jurassique : un épisode aride, non décelable par l'analyse des matériaux étudiés, serait partiellement responsable de la solution de continuité des flores observées dans la succession stratigraphique locale.

CONCLUSIONS

Le travail entrepris a permis de dégager des informations d'ordre divers :

1° – Paléontologiques, par la mise en évidence d'un certain nombre de microorganismes terrestres (pollen et spores) et marins, déjà connus dans divers pays. Les espèces nouvelles décrites dans le mémoire de thèse feront l'objet de prochaines publications.

2° – Stratigraphiques : Les microfaunes jurassiques ne permettent pas d'une façon générale d'étayer une fine analyse, la palynologie s'est par contre révélée pour cela un outil très efficace. Elle a fourni, en effet, d'utiles données conduisant à l'établissement de zones paléoplanctoniques, et mettant en évidence la possibilité de subdivisions dans des séries à faciès homogène comme les calcaires à filaments. Des corrélations ont été obtenues à partir de ces subdivisions qui ont été parallélisées avec les unités lithologiques et les zones d'Ammonites déjà connues régionalement. Il convient toutefois de n'attribuer à ces zones paléoplanctoniques qu'une valeur locale.

3° – Paléogéographiques, paléoécologiques, paléoclimatiques :

L'évolution de la microflore pendant le Jurassique semble assez lente, l'association est très homogène : pendant le Lias, les Coniférales dominent, indiquant un climat tropical chaud. Pendant le Jurassique moyen et supérieur, il y fait suite un climat tropical plus humide, caractérisé par la présence de spores de fougères assez abondantes. Au Cénomanien, la microflore est représentée presque uniquement par des Gleicheniacées et des Schizéacées. Le climat était encore tropical humide, mais il succédait à un intermède aride qui n'a pu être observé ici par suite de l'importance de l'érosion précénomanienne.

BIBLIOGRAPHIE PALYNOLOGIQUE SOMMAIRE

BALME B.E. (1957) - Spores and pollen grains from the Mesozoic of Western Australia. *Phys. Chem. Surv. Nat. Coal resources,* p. 1-48, 12 pl.

BOLKHOVITINA N.A. (1952) - Pollens de Conifères dans les dépôts du Mésozoïque et leur valeur pour la stratigraphie. *Izv. Akad. Nauk. S.S.S.R.,* sér. Géol. N° 5, p. 105-120, 1 fig., 2 pl.

BOLKHOVITINA N.A. (1956) - Atlas des spores et pollens des dépôts du Jurassique et du Crétacé inférieur de la dépression de Vilioni. Trad. *Inst. Géol. Acad. Sc. U.R.S.S.,* fasc. 2, p. 3-18, 7 fig., 4 tabl.

BOLKHOVITINA N.A. (1959) - Ensembles sporo-polliniques du Mésozoïque de la dépression de Viljuj et leur valeur stratigraphique. *Trudy géol. Inst. S.S.S.R.,* N° 24, p. 186, 16 fig., 8 pl., 24 tabl.

BRICHE P., DANZE-CORSIN P., LAVEINE J.P. (1963) - Flore infraliasique du Boulonnais (Macro et Microflore). *Mem. Soc. Géol. Nord,* t. XIII, p. 7-141, 11 pl.

COOKSON I.C. (1956) - Additional microplankton from Australian late Mesozoic and Tertiary sediments. *Aust. G. Mar. Freshw. Res.,* vol. 7, N° 1, p. 183-191, 2 pl.

COOKSON I.C. and EISENACK A. (1958) - Microplankton from Australian and New Guinea upper Mesosoic sediments. *Proc. Roy. Soc. Victoria,* vol. 70, part. 1, p. 19-78, pl. I-XII.

COOKSON I.C. and EISENACK A. (1960) - Microplankton from Australian cretaceous sediments. *Micropaleontology,* vol. 6, N° 1, p. 1-18, pl. I à III.

COOKSON I.C. and EISENACK A. (1960) - Upper Mesozoic microplankton from Australia and New-Guinea. *Paleontology,* vol. 8, N° 4, p. 485-507, pl. I à VII.

COUPER R.A. (1953) - Upper Mesozoic and Ceinozoic spores and pollen grains from New-Zealand. *New-Zealand geol. Surv.,* Paleont., Bull. 22, p. 5-73, 9 pl.

DANZE J. et LAVEINE J.P. (1963) - Etude palynologique d'une argile provenant de la limite Lias-Dogger dans un sondage à Boulogne-sur-Mer. *Ann. Soc. géol. Nord,* t. LXXXIII, p. 79-89, pl. XIII-XVI.

DEFLANDRE G. (1936) - Microfossiles des silex crétacés. 1ère partie : Généralités - Flagellés. *Ann. Pal.,* t. XXV, p. 151-191, 10 pl.

DEFLANDRE G. (1937) - Les Microfossiles des silex crétacés. 2me partie : Flagellés, incertae-sedis, Hystrichosphaeridés, Sarcodinés, Organismes divers. *Ann. Pal.,* t. XXVI, p. 51-103, 8 pl.

DEFLANDRE G. (1938) - Microplancton des mers jurassiques conservé dans les marnes de Villers-sur-Mer (Calvados). *Trav. Stat. zool. Wimereux,* t. XII (vol. jub. M. CAULLERY), p. 147-200, 10 fig. pl. V-IX.

DEFLANDRE G. et COOKSON I.C. (1955) - Fossil microplankton from Australian late Mesozoic and tertiary sediments. *Austr. J. Mar. Freshw. Res.,* Vol. 6, N° 2, p. 242-313, 9 pl.

DELCOURT A.F., DETTYMANN M.E., et HUGHES N.F. (1963) - Revision of some lower cretaceous microspores from Belgium.
Paleontology, vol. 6, part. 2, p. 292, pl. 42-45.

DELCOURT A. et SPRUMONT G. (1955) - Les spores et grains de pollen du Wealdien du Hainaut.
Mem. Soc. Belg. Géol. n.s., N° 5, p. 1-73, pl. I-IV.

DETTMANN M.E. (1958) - Upper Mesozoic microflora in well cores from woodsite and Hedley, Victoria.
Proc. Roy. Soc. Victoria, vol. 71, part. 2, p. 99-105.

DOUBINGER J. (1961) - Spores et pollens des "Stipites" du Larzac (Bartonien).
C.R. Somm. Soc. géol. Fr., p. 162-163.

DOWNIE Ch. (1956) - Microplankton from the Kimeridge clay.
Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 112, p. 413-434, pl. 20.

DOWNIE Ch. (1958) - An assemblage of microplankton from the Shineton shale (Tremadocian).
Proc. Yorksh. géol. Soc., vol. 31, Part. 4, N° 12, p. 331-350, pl. 16-17.

EISENACK A. (1935) - Microfossilien aus Doggeschieben-Ortpreussens.
Zeitschr. für Geschiebeforsch., vol. 17, p. 167-184, 2 pl.

EISENACK A. (1936) - Dinoflagemmaten aus dem Jura.
Ann. Protist., vol. 5, p. 59-64, 1 pl.

EISENACK A. (1957) - Mikrofossilien in organischer Substans aus den Lias Schabens (Süddeutschland).
Neues Jb. geol. u. Paläont. Abh. 105 (3), p. 239-249.

EISENACK A. (1958) - Mikroplankton aus dem Nordeutsechen Apt nebst einiger Bemerkungen über fossile Dinoflagellaten.
Neues Jb. geol. u. Paläont. Abh. 106 (3), p. 383-422, 8 pl.

GOTCH H. (1964) - Planktonische Kleingormen aus dem Lias-Dogger Grenzbereich Nord und Süddeutschlands.
Neues Jb. Geol. u. Paläont. Abh. 119 (2), p. 113-133.

HUGHES N.F. et COUPER R.A. (1958) - Palynology of the Brora coal of Scottish Middle Jurassic.
Nature, Vol. 181, p. 1482-1483.

ISAGULOVA E.Z. (1963) - Hystrichosphaeridae du Jurassique du Bassin houiller de Lvov - Volkynie.
Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R., 148, N° 5, p. 1156-1158, 1 pl.

JEKHOWSKY (de) B. et GOUBIN G. (1963) - Esquisse palynologique du Permien, Trias, Jurassique du Bassin de Moroudava à Madagascar.
Ann. géol. de Madagascar, Fasc. XXXIII, C.R. Semaine géol., p. 163-164.

JERSEY N.J. (de) (1960) - Jurassic spores and pollen grains from the Rosewood coalfield.
Geol. Surv. Qld. Publ. N° 294, p. 1-14, 3 pl.

JERSEY N.J. (de) (1963) - Jurassic spores and pollen grains from the Marburg sandstone.
Geol. Surv. Qld. Publ. N° 313, p. 1-15, 3 pl.

JUNG W. (1960) - Die dispersen Megasporen der Fränkischen Rhät-Lias Grenzschichten.
Palaeontographica. Bd. 107, Abt. B, p. 127-170, 4 pl.

KLEMENT K.W. (1960) - Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen aus dem unteren und mittleren Malm Südwestdeutschland.
Paleontographica, Bd. 114, Abt. A, p. 1-111, pl. 1-10.

LANTZ J. (1958) - Etude palynologique de quelques échantillons mésozoïques du Dorset (Grande-Bretagne).
Rev. Inst. Fr. du Pétrole, vol. XIII, N° 6, p. 917-943, 7 pl.

LANTZ J. (1958) - Etude des spores et pollens d'un échantillon purbeckine de l'Ile d'Oléron.
Rev. Micropaléont., vol. I, N° 1, p. 33-37.

LEVET-CARETTE J. (1963) - Etude de la microflore infraliasique d'un sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (Pas-de-Calais).
Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXXIII, p. 101-127, pl. XVII-XX.

LEVET-CARETTE J. (1964) - Etude de la microflore bajocienne d'un sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (Pas-de-Calais).
Ann. Soc. géol. Nord, t. LXXXIV, p. 91-119, pl. V-VII.

MOLIN V.A. (1961) - Caractéristiques palynologiques du Jurassique moyen de la presqu'île de Kanin.
Trudy nauchno. issl. Inst. géol. Arktiki Minist. geol. Okrany-Nedr. S.S.S.R., t. 124, N° 2, p. 84-86.

NEVIANI I. (1963) - Del valore stratigraphico de polline di conifere nel Mesozoïco.
Natura, Vol. LIV, fasc. I, p. 19-31.

REISSINGER A. (1950) - Die "Pollenanalyse" ausgedehnt auf alle sedimentgesteine der geologischen Vergaugenheit.
Palaeontographica, Bd. XC, Abt. B, p. 99-126, pl. XI-XIX.

REYRE Y. (1964) - Première contribution à l'étude des spores et pollens du Secondaire saharien.
Rev. Micropaléont., vol. 6, N° 4, p. 196-210, pl. 1-5.

ROUSE E.G. (1959) - Plant microfossils from Kostenay coal-measures strata of British Columbia.
Micropaleont., vol. 5, N° 3, p. 303-324, pl. 1-2.

SARJEANT W.A.S. (1959) - Microplankton from the Cornbrash of Yorkshire.
Geol. Mag., vol. 96, N° 5, p. 329-346.

SARJEANT W.A.S. (1960) - New Hystrichospheres from the Upper Jurassic of Dorset.
Geol. Mag., vol. XCVII, N° 2, p. 137-144, pl. VI.

SARJEANT W.A.S. (1960) - Microplankton from the Corallian rocks of Yorkshire.
Proc. Yorkshire geol. Soc., vol. 32, N° 4, p. 389-408.

SARJEANT W.A.S. (1961) - Microplankton from the Kellaways rocks and Oxford clay of Yorkshire.
Paleontology, vol. 4, Part. 1, p. 90-118.

SARJEANT W.A.S. (1962) - The stratigraphic application of fossil microplankton (Dinoflagellates and Hystrichospheres) in the Jurassic.
Colloque du Jurassique, Luxembourg 1962, C.R. et Mem., p. 441-448, 3 pl.

SARJEANT W.A.S. (1962) a)- Upper jurassic microplankton from Dorset, England.
Micropaleont., vol. 8, N° 2, p. 255-268, pl. 1-2.

SARJEANT W.A.S. (1962) b)- Microplankton from the Ampthill clay of Melton, South Yorkshire.
Paleontology, vol. 5, N° 3, p. 478-497.

TAUGOURDEAU J. et JEKHOWSKY (de) B. (1959) – Spores et pollens du Keuper, Jurassique et Crétacé inférieur d'Aquitaine.
C.R. som. soc. Géol. Fr., p. 167-168.

THIERGART F. (1949) – Der stratigraphische Werte mesozoischer Pollen u. sporen.
Paleontographica, Bd. 89, Abt. B, p. 1-138, 4 tabl., 20 fig., pl. 1-15.

VALENSI L. (1953) – Microfossiles des silex du Jurassique moyen. Remarques pétrographiques.
Mem. Soc. géol. Fr., n.s., vol. 32 (4), Mem. 68, p. 1-100, pl. 1-16.

VERDIER J.P. (1962) – Contribution à l'étude palynoloplanctologique de l'Albien et de l'Aptien en Aquitaine occidentale.
Thèse de 3me Cycle. Université de Paris.

ZAUER V.V., KARA-MOURZA, SEDOVA M.A. (1954) – Etapes fondamentales de la végétation sur le territoire de l'U.R.S.S. au cours du Mésozoïque (d'après les données de l'analyse palynologique).
J. Bot., t. 39, N° 2, p. 238-241.

ZAUER V.V., MCHEDLISHVILI N.D. (1954) – Les complexes sporopolliniques du Mésozoïque et du Cénozoïque de la région de Tjumen.
Trudy svezojuzn. Géol. Inst., p. 124-159, 16 pl.

ERRATUM

PLANCHE DE CORRELATION :

lire *Gonyaulacysta* au lieu de *Gonyaulax Michrystridium.*

TOME 102 1965 Numéro 4
Série B

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

LES REFUGES VÉGÉTAUX d'après les analyses polliniques dans le sud-ouest de la France

Marie-Madeleine PAQUEREAU

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 102 1965 N° 4

Série B

ACTES de la SOCIÉTÉ LINNÉENNE de BORDEAUX

Séance du 9 janvier 1965

LES REFUGES VEGETAUX D'APRES LES ANALYSES POLLINIQUES DANS LE SUD-OUEST DE LA FRANCE

par Marie-Madeleine PAQUEREAU

Au cours de ces vingt dernières années, la Palynologie, discipline nouvelle, a acquis un développement extrêmement rapide surtout sous une de ses formes : l'analyse pollinique des sédiments, essentiellement des sédiments quaternaires.

Les premières études dues aux créateurs de la méthode s'attachaient aux tourbes post-glaciaires des pays scandinaves. Peu à peu ces études s'étendirent dans l'espace : ensemble de l'Europe, U.R.S.S., Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique, Australie, plus récemment Moyen-Orient, Inde, Japon, et dans le temps s'intéressant à des sédiments de plus en plus anciens du Quaternaire au Paléozoïque.

En ce qui concerne le Quaternaire, la période la plus étudiée et par suite la mieux connue est le Post-glaciaire, phase d'amélioration thermique succédant à la dernière période glaciaire, la glaciation de Wurm, et s'étendant jusqu'à la période historique.

Dans ce domaine, il est bien évident que les spécialistes se sont trouvés aux prises avec de très nombreux problèmes. Du point de vue paléo-climatique, on peut dire qu'à mesure que les documents se multipliaient et que les connaissances se précisaient, d'autres questions surgissaient tendant à circonscrire et à approfondir de plus en plus les problèmes. L'un des plus importants et des plus passionnants concerne l'évolution et le comportement des ensembles végétaux précédant notre flore actuelle, problème tendant également à éclairer les origines de celle-ci.

Dans l'ensemble de ces questions qui préoccupent actuellement les spécialistes du Quaternaire, une des plus intéressantes se rattache aux zones de refuge des espèces thermophiles pendant les temps glaciaires, l'extension et la position géographique exacte de ces refuges. Un second sujet de recherche intimement lié au précédent est constitué par les modalités, dans le temps et dans l'espace, de la remontée des végétaux thermophiles vers le nord à partir de leurs refuges, au cours du réchauffement post-glaciaire.

L'objet de cet exposé est de montrer, à la lumière des travaux récents, dans quelle mesure les analyses polliniques dans le Sud-Ouest de la France peuvent éclairer ces importants problèmes.

A la fin de la glaciation de Wurm, c'est-à-dire il y a environ 14.000 à 15.000 ans, l'ensemble de l'Europe était occupé par de vastes zones exemptes de population arbustive.

A ce moment, la végétation de type steppique est caractérisée par l'abondance des espèces héliophiles, Composées, Carduacées, Centaurées, Artémisiées, Helianthemum, Ephedra distachya, Hippophae rhamnoïdes, etc. Plus particulièrement dans les régions Nord et Nord-Ouest de l'Europe, l'essence caractéristique est Dryas octopetala, d'où le terme de phase à Dryas classique dans ces

régions. Ces espèces sont rapidement remplacées surtout dans l'Europe de l'Ouest, en particulier les Iles Britanniques, par des landes à Empetrum nigrum. Les seuls pollens arbustifs, à cette phase, sont ceux du Bouleau, du Pin sylvestre, du Saule et parfois du Pin de montagne, mais sporadiques, et provenant de peuplements clairs plus ou moins éloignés.

Puis la zone des steppes est repoussée de plus en plus vers le Nord, suivant le retrait des glaces et remplacée elle-même par un peuplement de Bouleau de de Pin sylvestre. Dans le détail, des périodes de retour du froid sec alternent avec des phases de réchauffement et d'humidité, caractérisées les premières par la dominance du Pin sylvestre, les secondes par le développement du Bouleau essence pionnière. Cette période constitue le Tardi-glaciaire.

L'amélioration thermique se précisant et devenant définitive, les essences thermophiles apparaissent. Au Bouleau déjà présent se joint cette autre pionnière qu'est le Noisetier. Il envahit toutes les zones libres de végétation arbustive. Les diagrammes relatifs à cette phase sont caractérisés par une sur-représentation massive de son pollen. C'est la phase classique, dite du maximum du Noisetier, précédant l'arrivée des autres feuillus thermophiles qui se répandent alors du Sud au Nord, repoussant la végétation de Pin et de Bouleau vers les régions septentrionales et les montagnes.

Une question se pose : d'où venaient les essences thermophiles ? Les auteurs se sont très vite posé de nombreuses questions à ce sujet : en quels lieux privilégiés ces essences s'étaient-elles retirées et maintenues pendant les glaciations ?

L'amélioration thermique définitive marquant le début du Post-glaciaire est fixée, d'après l'ensemble des auteurs, aux environ de 9.000 ans avant le présent, ceci en se référant aux données des analyses polliniques, des études du modelé glaciaire et des températures des océans pour l'ensemble du globe. Dans le détail, cette date est variable suivant les régions.

En Europe, les diagrammes polliniques indiquent que le développement des Thermophiles se situe plus tôt dans le temps à mesure que l'on se rapproche du Sud. Il était donc parfaitement logique de penser à l'existence de refuges de ces essences quelque part au Sud de l'Europe.

Voyons plus particulièrement quels sont les faits en France. Les premières analyses polliniques furent consacrées aux zones montagneuses : Vosges, Jura, Ardennes, Alpes, Massif Central. Peu à peu elles s'étendirent aux plaines : Bassin parisien, Basse-Seine, Normandie puis Bassin aquitain.

Dans l'ensemble, jusqu'aux environs des années 1955-60, l'essentiel des résultats reposant sur des études suffisamment approfondies, était cantonné au nord d'une ligne allant de la Loire au Jura. Seules, quelques notes isolées et fragmentaires se rapportaient au Sud et au Sud-Ouest de la France.

Dans les régions du nord de la Loire, il ressort, de l'ensemble des diagrammes polliniques, un certain nombre de faits intéressants quant au comportement des essences thermophiles au cours du repeuplement forestier. Malheureusement, dans l'ensemble de ces régions, les analyses publiées ne sont pas suffisamment détaillées pour permettre une étude qualitative des éléments thermophiles. Les diagrammes traduisent l'évolution en bloc sous le terme Chênaie-mixte, des Chênes, des Tilleuls et des Ormes, ne permettant pas de repérer l'ordre d'arrivée de chacun de ces éléments. Quant aux diagrammes des essences herbacées si intéressantes, ils sont absents ou extrêmement succincts.

Nous nous bornerons donc ici, du point de vue comparatif, à repérer dans le temps l'arrivée des premiers thermophiles.

Dans les zones montagneuses, la Chênaie-mixte débute vers 7.500 ans avant le présent. Dans les plaines, Bassin parisien et Normandie, elle est présente vers 8.000 - peut-être un peu plus tôt pour la Normandie.

Le Bassin aquitain, encore peu étudié du point de vue palynologique, semblait particulièrement intéressant et apte à fournir des données nouvelles, car il occupe une position géographique privilégiée au carrefour des voies méditerranéennes par le Languedoc et Ibériques par les cols pyrénéens.

En outre, peut-être pouvait-on considérer comme possible la localisation de zones refuges en France même et particulièrement dans le Bassin aquitain. Largement soumis dans son ensemble aux influences océaniques modératrices, le Bassin aquitain présente certaines zones intérieures de plaines, de vallées abritées et de coteaux ensoleillés, réalisant du point de vue topographique des conditions favorables à la survie des essences thermophiles même pendant les glaciations.

Voyons dans quelle mesure les résultats des études palynologiques récentes dans le Sud-Ouest, viennent confirmer ces hypothèses.

Du point de vue quantitatif tout d'abord, en considérant dans son ensemble le groupe des Thermophiles, essayons de repérer dans le temps l'apparition de ce groupe.

Dans tous les diagrammes girondins que nous avons établis, les feuillus thermophiles sont présents dès le début du Post-glaciaire dans les niveaux les plus anciens correspondant à la phase Pré-boréale. Nous n'avons pas en Gironde de véritable phase initiale à Pin seul ou à Pin-Bouleau seuls comme dans les régions plus septentrionales.

Il faut également noter comme particulièrement frappant ici le développement rapide des Thermophiles : leur nombre se multiplie si vite que le Noisetier, essence pionnière précédant les forêts de feuillus, est très rapidement freiné par ces dernières dont il redoute l'ombre. Ainsi le classique maximum boréal du Noisetier des régions plus septentrionales est limité ici à une courte pointe au début des diagrammes du Post-glaciaire.

Pour illustrer ce développement, nous nous rapporterons à l'ensemble de la Chênaie-mixte (Chêne, Orme, Tilleul). Ce groupe est constitué ici au cours de la première moitié de la phase boréale. Il atteint son développement maximum à la limite boréo-atlantique ou peu après cette limite.

Par comparaison avec les régions du nord de la Loire, la Chênaie-mixte apparaît ici environ 9.000 ans avant le présent. En outre, si l'on considère le maximum de cet ensemble correspondant à l'optimum climatique des temps post-glaciaires, on obtient une date de 7.000 à 6.500 pour les régions au nord de la Loire. Dans le Bassin aquitain, particulièrement en Gironde, ce maximum est atteint beaucoup plus tôt vers 7.500, soit 500 à 1.000 ans plus tôt.

Dans nos diagrammes de la zone sous-pyrénéenne, des constatations analogues peuvent être faites. En outre, dans cette région, nous avons pu étudier des séries plus anciennes intéressant une grande partie du Tardi-glaciaire, phase non rencontrée en Gironde.

Les tourbières de la vallée de l'Estarrés, près d'Arudy (1), débutent dans la deuxième moitié du Tardi-glaciaire avec l'oscillation chaude d'Alleröd et la phase de refroidissement dite du Dryas récent, dernier retour du froid avant le réchauffement définitif du Post-glaciaire. Les Thermophiles sont présents à la phase favorable de l'Alleröd et se maintiennent en faibles pourcentages au cours de la phase froide suivante.

Dans la vallée de l'Estarrés, les feuillus thermophiles sont donc présents à l'Alleröd final, soit vers 9.800, et se maintiennent jusqu'au début du Post-glaciaire vers 8.800, où ils se développent rapidement. Le Chêne, l'Aulne, le Noisetier sont présents dès le début, le Tilleul puis le Hêtre s'y ajoutent dès le début de la phase boréale, vers 8.400.

Au Poueyferré (2), près de Lourdes, où les sondages descendent beaucoup plus bas, atteignant le tout début du Tardi-glaciaire, nous voyons déjà quelques pollens de Thermophiles dans les niveaux les plus anciens succédant immédiatement à la fin du Wurm. Dans ce diagramme, quelques pollens de Chêne se rencontrent dès 13.600. Le Chêne et le Noisetier sont présents vers 12.310, à l'amélioration thermique de Bolling et se maintiennent dans les phases suivantes jusqu'au Tardi-glaciaire, vers 9.260, où ils se développent rapidement.

En résumé, il découle des diagrammes polliniques que, dans le Bassin aquitain, les Thermophiles apparaissent très tôt, dès la fin du Wurm. Ils vont également se développer très rapidement dès le début du Post-glaciaire, atteignant leur maximum beaucoup plus tôt que dans les régions plus septentrionales.

Nous allons maintenant examiner les faits du point de vue qualitatif, c'est-à-dire en nous intéressant à certains composants du groupe des Thermophiles, soit comme genre ou espèce isolés, soit comme groupe paléo-climatique.

Si nous considérons l'ordre d'arrivée des principaux groupes, nous constatons que ce sont les Atlantiques et Sub-atlantiques qui se rencontrent les premiers. Parmi ces genres, citons le Tilleul, l'Orme, le Chêne, ainsi que l'Aulne et le Saule colonisant les zones humides dès le début du Post-glaciaire en Gironde.

Dans les tourbières de l'Estarrés, nous avons vu que le Noisetier et le Chêne sont présents sporadiquement au Tardi-glaciaire. Au Poueyferré, quelques pollens de ces mêmes genres sont rencontrés dès la fin du Wurm.

Dans l'ensemble des diagrammes, l'Orme, le Tilleul et le Chêne arrivent dès le début de la phase boréale dans la région pyrénéenne et au cours de la première moitié de cette phase en Gironde.

Les analyses polliniques des grottes d'Isturitz (3) révèlent dans des niveaux solutréens la présence, aux côtés du Pin sylvestre, de pollens de Chêne, de Noisetier, d'Aulne et même de Hêtre. Dans la grotte de la Gravette en Dordogne, station éponyme du Gravétien, on trouve quelques pourcentages d'Aulne, de Charme, de Tilleul, de Saule, de Noisetier aux côtés du Pin sylvestre et du Bouleau.

Certains résultats relatifs aux flores du Quaternaire plus ancien sont particulièrement intéressants.

Dans un niveau moustérien du Roc de Marsal, près du Bugue (4), on rencontre une flore pollinique présentant le Noisetier, le Hêtre, l'Orme, le Tilleul en même temps qu'un ensemble de pelouses calcaires à Juniperus et de steppes à Artemisia, Centaurea et Helianthemum.

Les travaux en cours au Laboratoire de Préhistoire de Bordeaux relativement à un vaste ensemble moustérien (Wurm I et II) nous ont permis de constater dans les flores de certains de ces niveaux, des éléments identiques aux précédents avec également parfois l'Acer et le Carpinus.

Les essences atlantiques caractéristiques de nos forêts tempérées actuelles sont donc présentes, en très faible quantité parfois mais présentes quand même, dans les flores polliniques du Sud-Ouest (Dordogne, Gironde, zone pyrénéenne) dès le Quaternaire ancien, au cours du Wurm.

En ce qui concerne le groupe des essences méditerranéennes, les Méditerranéennes vraies apparaissent d'une manière générale dans les diagrammes girondins dès le milieu de la phase boréale vers 8.200 ans avant le présent environ, sporadiquement puis de plus en plus nombreuses au cours de la deuxième moitié de cette phase. Ces essences présentent un remarquable développement à la fin de cette période. Les premiers éléments notés dans nos diagrammes sont Quercus ilex, Osyris alba, Cistus (probablement salviaefolius). A la fin de la phase boréale, vers 7.500, on rencontre en outre Rhus, Coriaria, Phyllirea, Helianthemum, Fumana, correspondant à une variation climatique à caractère xérothermique semblant générale dans notre région à la période boréo-atlantique. Il est intéressant de signaler également à propos de ce groupe, que dans un niveau inter-glaciaire du pays basque (5) attribué provisoirement au Mindel-Riss, les auteurs signalent la présence de Quercus ilex, Phyllirea, Buxus sempervirens.

Les Méditerranéennes-atlantiques arrivent très tôt en Gironde au cours de la première moitié du Boréal ; c'est le cas d'Erica cinerea et d'Erica scoparia auxquelles s'ajoute plus tard Arbutus Unedo.

Le groupe des Ibéro-atlantiques et Ibéro-aquitaines est représenté dans nos diagrammes vers le milieu de la phase boréale, parfois sporadiquement plus tôt au cours de la première moitié de cette phase. Ces éléments sont principalement des Ericales (Erica Lusitanica, E. ciliaris, E. vagans, E. Tetralix, Dabaecia Cantabrica) ainsi que Quercus Toza. Notons que Dabaecia Cantabrica, actuellement très rare en Gironde, est présente au Boréal dans les tourbes du Médoc et du Bordelais, zones où elle n'existe plus actuellement.

Ces espèces sont également présentes dans nos diagrammes de la zone pyrénéenne, mais elles y apparaissent nettement plus tôt qu'en Gironde. On trouve dès le début du Boréal les Ericales déjà citées. Dans le niveau inter-glaciaire Mindel-Riss déjà cité, on rencontre Erica Lusitanica et Erica Mediterranea.

Quelles conclusions peut-on tirer des résultats précédents ?

Les essences thermophiles apparaissent beaucoup plus tôt et en plus grand nombre au début du Post-glaciaire dans le Sud-Ouest que dans les autres régions françaises. En outre, elles ne sont pas absolument absentes dans les niveaux tardi-glaciaires ni même pendant certaines phases du Quaternaire ancien. Ces faits confirment l'hypothèse de l'existence de zones de refuge en Europe méridionale, mais aussi la possibilité de l'existence de zones semblables dans le Sud-Ouest de la France. Les niveaux wurmiens de Dordogne contiennent des pollens de feuillus thermophiles en pourcentages parfois assez notables pour impliquer l'existence de zones boisées au cours de certaines phases. Il faut noter également la remontée rapide du nombre des pollens de feuillus dès qu'une oscillation climatique favorable se manifeste au cours des phases glaciaires. Ces constatations incitent fortement à penser que les feuillus thermophiles ne pouvaient pas avoir leurs refuges dans des régions bien éloignées. En outre, il semble que certains éléments tels que l'Aulne et parfois le Noisetier se maintiennent longtemps au cours des phases les plus froides, probablement à la faveur de micro-climats régionaux.

Les faits semblent moins caractéristiques au Poueyferré et dans les tourbières de l'Estarrés où le développement des feuillus est très faible à la fin du Wurm et au Tardi-glaciaire. Dans le secteur landais, les analyses polliniques effectuées en différents points semblent bien montrer que les Thermophiles sont très rares pendant le Tardi-glaciaire. Dans le cas de la Gironde, les documents sur le Tardi-glaciaire font malheureusement défaut. Les secteurs girondins, landais et sous-pyrénéens présentent un développement plus précoce et plus rapide des éléments thermophiles que les régions au nord de la Loire parce qu'ils étaient plus proches de leurs zones de refuge, mais il ne semble pas qu'ils aient été eux-mêmes zones de refuge. Des analyses de niveaux plus anciens seraient nécessaires dans ces secteurs pour parvenir à des conclusions certaines.

Par contre, les analyses polliniques des niveaux wurmiens de Dordogne montrent, comme nous l'avons vu, l'existence de zones de refuge assez proches. Les vallées ensoleillées du pourtour du Massif Central, et certaines zones de la Dordogne elle-même peuvent très bien avoir joué ce rôle de refuge.

Remarquons que les constatations précédentes s'appliquent particulièrement aux essences atlantiques et sub-atlantiques. Les principaux genres actuels ont existé probablement depuis très longtemps dans la région. Ils sont présents au Tardi-glaciaire, pendant le Wurm et même au Villafranchien. Il est possible de penser que ces éléments présents dès le Villafranchien, où ils remplacent les éléments exotiques du Pliocène émigrés en Amérique et en Asie, se sont maintenus pendant les glaciations quaternaires dans des refuges locaux à partir desquels ils se répandaient de nouveau pendant les épisodes de réchauffement des inter-glaciaires et des inter-stades.

Les essences Ibéro-atlantiques et Ibéro-aquitaines, nous l'avons vu, arrivent plus précocement dans les diagrammes pyrénéens. Il semble bien que ces éléments se soient répandus dans nos plaines du Sud-Ouest à partir de refuges sud-pyrénéens. Les stations des Pyrénées sont colonisées plus tôt parce que plus proches de ces refuges et des cols pyrénéens par lesquels ces essences ont émigré vers le Nord, à partir du versant espagnol.

Le groupe des Méditerranéennes est plus intéressant que le précédent. Les faits énumérés plus haut permettent de penser pour celui-ci à des refuges dans le Bassin aquitain lui-même. Ces éléments sont présents au cours d'un inter-glaciaire probablement Mindel-Riss dans le pays basque. En Gironde, nous n'avons pas de documents très anciens mais nous avons signalé leur apparition très précoce et leur développement au Fini-boréal.

Des études précises dans les régions du Languedoc et du Sud-Est de la France sont souhaitables afin de repérer les étapes de l'arrivée de ces essences à partir de la région méditerranéenne, suivant l'hypothèse classique, par le seuil de Naurouze, les vallées de l'Aude et du Roussillon. Mais, en l'état actuel des connaissances, il est possible de soulever l'hypothèse de l'existence de refuges des Méditerranéennes dans les régions de coteaux calcaires ensoleillés du sud et du sud-est du Bassin aquitain, ainsi que du pourtour du Massif Central. Les coteaux calcaires du centre du département de la Gironde ont pu également présenter des micro-climats d'élection pour les essences méditerranéennes qui y sont encore fort nombreuses actuellement, représentant peut-être des reliques d'un peuplement tertiaire.

En résumé, les études palynologiques dans le Sud-Ouest de la France montrent deux catégories de faits. Premièrement, le développement plus précoce et plus rapide des Thermophiles confirme la proximité spatiale de cette région et des zones de refuge de ces essences. Deuxièmement, l'existence de ces dernières à des époques très anciennes du Quaternaire semble indiquer qu'elles ont trouvé des possibilités de survie dans le Bassin aquitain lui-même.

Les faits semblent particulièrement nets en ce qui concerne les Atlantiques et les Subatlantiques. Les Ibéro-atlantiques et les Ibéro-aquitaines semblent bien s'être réfugiées au sud des Pyrénées. Quant aux Méditerranéennes, certaines régions aquitaines ont pu jouer pour elles le rôle de refuges locaux.

Mais pour ces derniers groupes, les faits restent à préciser à la lumière de nombreuses études, en particulier de niveaux inter-glaciaires qui seuls présentent des conditions climatiques rendant possible le développement de ces éléments et par suite permettent d'étudier leur comportement au cours du Quaternaire ancien.



BIBLIOGRAPHIE

1 - PAQUEREAU M.-M. et BARRERE P. (1962) - Palynologie et morphologie quaternaires dans les environs d'Arudy.
Vme Congrès International d'Etudes pyrénéennes.

2 - VRIES H. de , FLORSCHUTZ F. et MENENDEZ-AMOR J. (1960) - Un diagramme simplifié d'une couche de Gyttja, située à Poueyferré, près de Lourdes.
Koniskl. Nederl. Akad. Amsterdam, t. 63, N° 4.

3 - LEROI-GOURHAN A. (1960) - Flores et climats du Paléolithique récent.
Congrès Préhistorique de France-Monaco, 1959.

4 - VAN CAMPO M. et BOUCHUD J. (1962) - Flore accompagnant le squelette d'enfant moustérien découvert au Roc de Marsal, commune du Bugue (Dordogne).
C.R. Seanc. Acad. Sc., t. 254, N° 5, p. 897.

5 - OLDFIELD F. (1960) - Three pollen analysis from an Interglacial mud-bed on the foreshore near Biarritz, South-west France.
Bull. Cent. Etud. Rech. Sc. Biarritz, t. 3, p. 53.



TOME 102 1965 Série B - N° 5

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DE LA ZONE DES NOGUERAS ENTRE L'ESERA ET L'ISABENA (Huesca - Espagne)

Ph. ROGER

Laboratoire de Géologie
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 102 1965 SÉRIE B N° 5
ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 MAI 1965

Etude Stratigraphique et Structurale de la zone de Nogueras entre l'Esera et l'Isabena (Huesca - Espagne)

par Philippe ROGER
Laboratoire de Géologie
Faculté des Sciences de Bordeaux

La région intéressée par cette étude est située sur le versant méridional des Pyrénées Centrales, en territoire espagnol. Elle est limitée à l'Ouest par l'Esera, à l'Est par l'Isabena, et s'étend sur environ huit kilomètres de large entre les affleurements paléozoïques du revers sud de la zone axiale, et le Crétacé supérieur de la zone sud-pyrénéenne.

Le « grès rouge » permo-triasique occupe la plus grande partie de l'aire ainsi définie et sa répartition justifie l'analyse stratigraphique, entreprise malgré la complexité structurale dont il est l'objet.

STRATIGRAPHIE

I. - HISTORIQUE ET GÉNÉRALITÉS

La distribution géographique du « grès rouge » a été précisée dès le début de ce siècle, et pour l'ensemble des Pyrénées, avec une relative exactitude. De nombreux auteurs, depuis MALLADA (1881), rapportent des descriptions souvent minutieuses de cette formation en l'attribuant, malgré un manque d'arguments, soit au Trias inférieur soit au Permien. Cette imprécision tient bien entendu à l'absence de fossiles ou au manque de fossiles caractéristiques.

J. CARALP (1903), abordant l'étude du grès rouge dans les Pyrénées espagnoles, précise ses caractères lithologiques et montre qu'on peut y reconnaître presque partout trois étages :

1) Un étage inférieur essentiellement schisteux; sur cet horizon, se placent parfois des grès et des marnes correspondant aux faciès lagunaire ou continental de l'Aveyron et de l'Autunois.

2) L'étage moyen, plus uniforme et plus constant, rappelant le Rothliegende de l'Allemagne et du S.W. du plateau central avec sa livrée rougeâtre, ses argilolites, ses grès plus ou moins marneux, ses imprégnations ferrugineuses : c'est le Saxonien dans toute sa netteté.

3) Au-dessus, se place parfois un autre étage, également détritique mais dont les éléments de charriage atteignent de plus grandes dimensions; il en résulte des brèches et des conglomérats polygéniques où on retrouve souvent, engagés dans une pâte argilo-ferrugineuse, les schistes verts de la base du permien et les grès rouges de l'étage moyen. Cet ensemble paraît correspondre à un Thuringien continental.

M. Dalloni (1910), reprenant en Aragon l'examen de cette formation, insiste sur les variations locales et relève près de San Valero la présenee de schistes rouges et de grès, attribués au Permien. bordés au sud par une bande de conglomérats quartzeux auxquels succèdent de nouveaux grès et des marnes schisteuses rouges très analogues aux précédentes et supportant le Trias supérieur argilo-gypseux.

Il indique le caractère transgressif, nettement mis en évidence en Catalogne, de ce « grès rouge » sur le premier, en le rapportant au Trias inférieur.

Cette succession de trois termes détritiques est reconnue en effet un peu partout. Nous rappellerons seulement ici les trois séries distinguées par P. Lamare (1937) en Pays Basque, par R. Mirouse (1959) dans la Haute Vallée d'Aspe et par G. J. Van der Lingen (1960) au N de Canfranc.

P. Lamare reconnaît en Pays Basque :

1) Une série, notée r, peu constante dans sa puissance (0 à 600 m.) et sa succession lithologique, comprenant schématiquement, à la base, des conglomérats ou brèches polygéniques dont la composition varie avec celle du substratum, puis une alternance de grès à ciment le plus souvent argileux, avec des schistes et des argiles de teinte rouge foncée; quelques bancs ou lentilles de poudingue s'y intercalent et le tout est surmonté fréquemment par un nouveau niveau de poudingues polygéniques mais où prédominent les galets siliceux. Les coulées de basalte, lorsqu'elles existent, se situent de façon constante au sommet de cette série.

2) Une série, notée t IV ou t 1 a, localement discordante sur la précédente, très constante, composée de bas en haut par :

— un poudingue quartzeux relativement puissant (0 à 50 m.), à galets de 5 à 15 cm. en moyenne, dans l'ensemble très usés et arrondis;

— des grès grossiers (avec encore quelques galets isolés ou en lentilles) de teinte pourpre ou blanc rosé à blanche, à stratification entrecroisée (20 à 100 m.).

3) Une série, notée t III ou t 1 b, où alternent, avec des schistes, des argilites, des grès fins et des psammites argileux friables, le tout couronné par un niveau souvent épais d'argilites rouges ou vertes, souvent schisteuses (200 à 400 m.).

R. Mirouse distingue en Haute Vallée d'Aspe :

1) *La série du Somport* (notée r 1), constituée de grès, pélites, grauwackes versicolores (400 m. environ) avec, localement, à la base, des calcaires à patine ocre.

2) *La série du Pic Baralet* (notée r 2), transgressive sur la précédente, localement discordante et comprenant, à la base, une alternance de conglomérats polygéniques et de grès rouges, au sommet, des calcaires conglomératiques, des calcaires massifs et des calschistes vermiculés (400 m. maximum).

3) *La série de la Pena de Mercanton* (notée r 3), représentée par des pélites rutilantes et des grès verdâtres (500 m. minimum).

R. Mirouse pense que cet ensemble est à rapprocher de la série notée r en Pays Basque par P. Lamare.

G. J. Van der Lingen, au N de Canfranc, donne la succession suivante :

1) *Série p 1* : calcaires à patine jaune alternant avec des schistes gris ou rouges.

2) *Série p 2* : grès rouges à grain fin à grossier.

3) *Série p 3* : schistes rouges, conglomérats et grès rouges avec nombreuses variations latérales. Cette série semble discordante sur la série p 2.

G.-J. Van der Lingen suggère que ses séries p 1 et p 2 sont équivalentes à la série du Somport, sa série p 3 correspondant à la série du Pic Baralet et à la série de la Pena de Mercanton.

Ce seul exemple montre la grande variété lithologique des dépôts. Le problème des corrélations reste posé.

Entre l'Esera et l'Isabena, les descriptions de coupes données par les auteurs sont peu nombreuses et souvent imprécises, parce que manquant de référence de lieu. La stratigraphie détaillée du grès rouge, basée sur la seule lithologie, n'a pas, à notre connaissance, été conduite dans cette région. La reeherche et l'étude des critères sédimentologiques n'ont pas non plus été abordées. Seule C. Virgili (1960) a montré récemment tout l'intérêt de l'analyse sédimentologique, en particulier de l'analyse granulométrique et morphoscopique qui lui a permis de distinguer, en Catalogne occidentale, le Buntsandstein du Permien.

Les investigations menées dans ce sens sur le territoire plus particulièrement examiné ici ont fourni des résultats intéressants, mais qui restent trop partiels pour permettre une interprétation d'ensemble des phénomènes de sédimentation. Aussi, nous bornerons-nous essentiellement, dans cette note, à une analyse lithologique en signalant les variations locales d'épaisseur et de composition des séries.

Ainsi que nous le verrons plus loin, la tectonique de la région étudiée, comme d'ailleurs la tectonique de l'ensemble du versant méridional des Pyrénées Centrales, est complexe et localement discutée. Ces conditions sont peu favorables à un inventaire stratigraphique. Trois séries détritiques ont cependant pu être mises en évidence cartographiquement :

1°) *Une série inférieure* (tn) *ou série noduleuse* reposant sur un substratum dévono-houiller.

2°) *Une série intermédiaire* (ti) apparemment transgressive, mais concordante ou très faiblement discordante sur la première.

3°) *Une série supérieure* (ts) concordante avec la précédente.

Cette distinction a été possible grâce à la présence de niveaux repères pratiquement constants et se marquant nettement dans la topographie;

— Le premier, situé à la base de la série intermédiaire, est constitué par un conglomérat relativement puissant, à gros galets de quartzites.

— Le second, situé à la base de la série supérieure, est représenté par un autre conglomérat, moins épais, à petits galets de quartz.

Couronnant ces trois séries détritiques, existe une quatrième série carbonatée et gypseuse, correspondant au Trias moyen et supérieur des auteurs. Nous l'avons appelée *série terminale*.

Par ailleurs, pour la commodité de l'exposé, et anticipant sur l'interprétation tectonique, la distribution des séries sera envisagée dans trois zones distinctes qui, du Nord au Sud, sont les suivantes :

1° — Zone septentrionale.

Cette zone occupe les sommets les plus élevés de toute la région étudiée. Elle correspond au revers méridional de la chaîne axiale, est limité au Sud par l'important contact anormal d'Urmella-Villarué et se développe largement entre les méridiens d'Arazan à l'Ouest, et celui de Néril à l'Est.

2 °— Zone médiane.

Relativement déprimée par rapport à la précédente, elle comprend la plus grande partie du massif dit « Massif de Las Paules » (1).

Elle s'étend en particulier au niveau de la Sierra de Urmella et est limitée dans sa partie orientale et méridionale par la bande paléozoïque de Renanué-Las Paules, dans sa partie occidentale par la faille de Bisaurri.

(1) Pour la plupart des auteurs, « le Massif de Las Paules » comprend aussi la bande paléozoïque de Renanué - Las Paules.

3° — Zone méridionale.

Elle comprend la bande paléozoïque précédente et les terrains permo-triasiques qui la surmontent en succession normale. L'étude de cette zone s'arrêtera à la bordure crétacée dont l'examen ne sera pas entrepris ici.

II. - DISTRIBUTION DES SÉRIES

A) SERIE NODULEUSE.

a) AFFLEUREMENTS DE LA ZONE MEDIANE.

Largement développée d'Ouest en Est entre Bisaurri et Las Paules, la série noduleuse constitue ici une bande large de 1 à 2 kilomètres.

En aucun point, il n'a été possible de réaliser une coupe continue et complète de la série, car les redoublements par failles sont fréquents et les replis nombreux. Néanmoins, on peut dresser des coupes partielles représentatives de cet horizon, dont on peut estimer l'épaisseur de 150 à 200 m. au minimum (pl. I).

C'est ainsi qu'on peut trouver une bonne succession des termes les plus élevés de la série à la latitude du village de Villarué, en partant de la route qui relie Las Paules à Castejon de Sos, et en remontant vers le Nord et également au Nord de cette même route en remontant plus à l'Ouest le cours du ruisseau de Fadas : on atteint dans cette coupe les horizons inférieurs. Une bonne coupe mais également incomplète peut être effectuée sur la route conduisant à Urmella au-delà de la barre du poudingue principal.

Cette série (pl. I) comporte un ensemble de microconglomérats polygéniques, souvent bréchiques, à galets quartzeux, à fragments de calcaires paléozoïques, à galets de grès remaniés sur place. Le ciment est gréso-ferrugineux, parfois calciteux (calcite secondaire). Ces galets pour la plupart anguleux et d'origines diverses, ont une taille variable (0,5 à 5 cm.).

Il s'y associe des couches de grès arkosiques, plus ou moins grossiers, de pélites gréseuses et d'argilites pélitiques, de couleur rouge lie de vin avec passées vertes, contenant fréquemment des lentilles gréso-dolomitiques atteignant parfois une dizaine de

mètres de longueur et 30 à 50 centimètres d'épaisseur. Ces lentilles se résolvent en rognons, épousant des formes comparables à des rognons de silex, et *en nodules de 1 à 6 cm. La présence de ces nodules est caractéristique de cette série :* ils se répartissent pratiquement sur toute sa hauteur. Les pélites versicolores et les grès pélitiques sont souvent calcareux. Au microscope, le quartz y apparaît nettement anguleux, associé à de la calcite ou à de la dolomie ainsi qu'à des minéraux phylliteux (biotite et surtout muscovite). Les grès arkosiques, parfois conglomératiques, montrent que les feldspaths, probablement des plagioclases, sont très altérés. Ainsi que le souligne R. MIROUSE pour la série du Somport où il a observé des formations analogues, les grès arkosiques sont peut-être à mettre en rapport avec la densité de coulées ou filons volcaniques. Or, on rencontre effectivement, répétées au sein de la série noduleuse, en particulier au S W de Villarué, des corps stratiformes, volcano-détritiques. De couleur blanche, verte ou violacée, ces masses, concordantes avec la stratification, épaisses de 20 cm. à 4 m., évoquent l'aspect de coulées rhyolitiques. Toutefois, leur limite inférieure n'est pas tranchée et il y a passage continu de la roche sédimentaire détritique à la roche chargée en éléments volcaniques.

La nature pétrographique et la composition chimique (1) de ces roches conduisent à leur attribuer l'origine d'un *tuf volcano-détritique.*

Enfin, une caractéristique dominante de cette série est qu'elle montre de *rapides variations latérales de faciès,* en relation avec des chenaux de sédimentation de type probablement fluvio-torrentiel (stratifications entrecroisées à différentes échelles).

Une analyse séquentielle sommaire permet d'établir une séquence virtuelle contenant les termes : microconglomérats, grès arkosiques grossiers, grès arkosiques moyens et fins, grès pélitiques, pélites gréseuses, argilites schisto-pélitiques.

Il est peu fréquent de rencontrer ce type complet de séquences; plus nombreuses sont les séquences incomplètes, tronquées, témoignant d'incessants remaniements et de divagations continuelles des chenaux.

Ainsi que nous le verrons plus loin, l'aire d'affleurement de la série noduleuse, occupant la plus grande partie de la zone médiane, représente le flanc inverse d'un pli couché. Cette position anormale ne permet pas de saisir les relations de cette série avec les terrains plus anciens, sauf à 500 m. environ au N de la route Las Paules-Castejon de Sos, le long du ruisseau de Fadas. En ce point, en effet, grâce à une flexure sensiblement parallèle à la direction du ruisseau, on peut relever, du Sud au Nord, la succession suivante :

1) Microbrèches polygéniques et grès grossiers, de couleur rose en général; grès et pélites schisteuses versicolores (direction des couches : N 100° E).

2) Conglomérats et brèches polygéniques, de 1 à 4 m. d'épaisseur, contenant un mélange de galets de grès, de teinte gris vert, à grain moyen (toujours arrondis), de galets de calcaire noir à pâte fine, veiné de calcite (toujours anguleux), de galets de quartzite blanc et de schistes verts (1).

3) Un horizon constitué par une alternance de micropoudingues quartzeux, de grès plus ou moins grossiers, de teinte verte à grise, et de schistes verts ou noirs, à passées charbonneuses; ces trois termes se répètent plusieurs fois sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, constituant autant de petites séquences plus ou moins régulièrement granoclassées.

La moitié supérieure de cet horizon est essentiellement représentée par des schistes vert clair, plus ou moins pélitiques, contenant des « nodules » de grès gris vert. Ces « nodules » sont fréquemment imprégnés d'oxyde de fer.

Les empreintes végétales sont nombreuses dans ces niveaux, en particulier dans les schistes charbonneux (empreintes de fructifications, appartenant au genre *Cardiocarpus*).

La direction des couches est ici N 80° E (2). On repasse ensuite, toujours en remontant le ruisseau de Fadas, à la série noduleuse, mais le contact est faillé. Le long de cette faille, subverticale et de direction N 130° E, apparaît un mince lambeau de gypse et d'argiles vertes gypseuses.

b) AFFLEUREMENTS DE LA ZONE MERIDIONALE

Au S de la bande paléozoïque et à l'W du méridien de Fadas, on peut observer la série noduleuse en contact stratigraphique avec un substratum constitué le plus souvent de calcaires. Ces calcaires ont été attribués par M. DALLONI (1910) au Frasnien et dénommés par lui calcaires de Renanué. Ce contact est très généralement redressé et on observe parfois, comme à Renanué, une concordance apparente entre ces calcaires et la série noduleuse.

---

(1) Analyses aimablement effectuées par le Centre de recherches pétrogarphiques et géochimiques de Nancy-Vandœuvre.

(1) Etant donné la faible extension de l'affleurement, il est difficile de préciser les relations entre le niveau (1) (série noduleuse) et le niveau (2). Nous pensons toutefois qu'il s'agit d'un contact stratigraphique, malgré la présence de brèches de type tectonique lesquelles s'alignent le long de fractures de faible importance.

(2) Nous ne pouvons affirmer que ce changement dans la direction des couches correspond à une discordance.

A l'E du méridien de Fadas, si on retrouve, localement, les caractères de la série noduleuse définis dans la zone médiane, l'ensemble de la série apparaît généralement très transformé, affecté par les manifestations d'un volcanisme effusif. Les brèches et tufs volcaniques y sont très répandus, masquant le plus souvent la stratification. Une bonne coupe de cette formation peut être relevée le long d'une route, récemment ouverte, conduisant à Abella. Cette série a été notée tv. Dans le cadre restreint de la région étudiée, il n'était pas possible de préciser ses relations avec la série noduleuse, notée tn. Nous l'avons considérée comme un équivalent latéral, au moins partiel, de la série noduleuse, les variations de faciès s'effectuant à la latitude du col de Fadas. P. Mey cependant (com. pers.), a pu observer à l'E et au S de la région cartographiée, la « série noduleuse » reposant sur la « série volcanique » ou volcano-détritique.

c) AFFLEUREMENTS DE LA ZONE SEPTENTRIONALE.

La série noduleuse, telle qu'elle a été définie dans la zone médiane et dans la zone méridionale, n'affleure, dans la zone septentrionale, qu'à l'W de Néril, à la faveur d'accidents cassants de direction N. 110° E. Elle apparaît ici sous des faciès lithologiques comparables à ceux de la zone médiane : sa description ne sera donc pas reprise.

Nous rattacherons néanmoins à la série noduleuse des niveaux, cartographiés comme paléozoïque indifférencié, qui affleurent en série inverse, sous le conglomérat de la série intermédiaire et en concordance avec celui-ci, à l'W d'Urmella (à environ 500 m. de ce village, sur le chemin conduisant à Arazan). La succession relevée du S au N, dans l'ordre stratigraphique inverse, est la suivante :

1) Conglomérat à galets de quartzites et de lydiennes (base de la série intermédiaire).

2) Ensemble constitué de grès gris roux, à grain moyen, de pélites versicolores et de calschistes vert clair, et couronné par quelques couches de calcaire gris clair à pâte fine (6-8 m.).

3) Schistes noirs, intercalés dans des couches charbonneuses (1), calcaires noirs à pâte fine, localement bréchiques (5-6 m.).

4) Grès à grain grossier et à ciment calcaire, conglomérat à éléments siliceux et brèche polygénique à éléments de schistes versicolores et de calcaire gris clair (4-5 m.).

En résumé, *la série noduleuse,* de teinte générale lie de vin, correspond à un ensemble lithologique relativement varié et puissant (200 m. ou plus), au sein duquel on relève notamment la présence, à divers niveaux, *de roches volcano-détritiques* et l'existence de *nodules gréso-dolomitiques* de couleur brune ou beige.

Des conditions de sédimentation particulières semblent avoir présidé au dépôt de cette série détritique, conditions qui apparaissent, en toute première analyse, différentes de celles qui ont régi le dépôt de la série intermédiaire.

---

(1) Les couches de charbon relativement peu épaisses (20 à 40 cm) ont fait l'objet d'une exploitation sommaire, abandonnée depuis quelques années.

B) SERIE INTERMEDIAIRE

Bien développée dans la zone autochtone septentrionale où son épaisseur peut être estimée à environ 150 m. (pl. I), elle se montre accolée au paléozoïque de la zone axiale. Son étude peut également être faite dans la partie sud de la zone médiane et dans la zone méridionale.

a) LA SERIE INTERMEDIAIRE DANS LA ZONE SEPTENTRIONALE.

De bonnes coupes peuvent être réalisées transversalement à une bande continue à pendage relativement fort vers le Sud, bande qui s'étale du Rio Baliera au ruisseau d'Urmella. Différents ruisseaux traversent cette bande. Nous prendrons une coupe-type le long du ruisseau de Fadas dans la partie supérieure de son cours.

1. — Coupe type.

De bas en haut, on relève :

1. — Un conglomérat puissant à cet endroit de 20 à 30 m., comprenant des galets bien roulés, essentiellement de quartzites, de taille moyenne (10 cm.), mais pouvant atteindre 30 cm., réunis fermement par un ciment gréseux et ferrugineux (1).

2. — Une alternance de bancs de grès à ciment argilo-ferrugineux de 1 à 1,50 m. d'épaisseur, et de bancs d'argilites gréso-pélitiques rouge brique contenant parfois des rognons gréso-dolomitiques à patine ocre; l'épaisseur de ces bancs est comparable à celle des bancs gréseux. L'ensemble atteint une puissance de 150 m. environ et présente, surtout dans sa partie supérieure, des biseaux simulant des discordances stratigraphiques; en fait, ces figures sont très locales et peuvent être interprétées comme des grands berceaux de stratification entrecroisée. De plus, on observe fréquemment la disparition latérale brutale d'un banc de grès relayé par un banc d'argilite gréseuse ou pélitique. Dans l'ensemble, il apparaît un granoclassement positif, bien que la plupart des petites séquences, à l'intérieur de cette grande séquence, soit le plus souvent perturbées et incomplètes.

Les grès psammitiques se rencontrent surtout dans la section haute de la série où les bancs gréseux deviennent par ailleurs plus épais (3 à 5 m.).

2. — Variations.

Les variations sont relativement peu importantes à l'intérieur de la série; elles concernent essentiellement l'épaisseur du conglomérat, qui oscille entre 0 et 30 m. ; le diamètre moyen des galets, dont la nature reste presque partout quartzitique, l'épaisseur relative des bancs gréseux et argilitiques, enfin l'épaisseur globale de la série (100 à 150 m.).

Nous noterons cependant qu'au N E d'Arazan, le conglomérat de base passe latéralement à des brèches dont la composition est en relation directe avec le substratum. De plus, les grès et pélites surmontant ces brèches ne montrent pas des alternances aussi nettes que dans la coupe type, l'ensemble ayant également un aspect bréchoïde.

(1) La plupart de ces galets sont impressionnés, mais en plus des impressions, on relève d'indéniables traces de percussion tout à fait comparables à celles observées dans le massif de la Rhune (M. Gottis et Ph. Roger, 1965).

b) LA SERIE INTERMEDIAIRE DANS LA ZONE MEDIANE ET DANS LA ZONE MERIDIONALE.

1. — Coupe type.

A un kilomètre environ de Las Paules, à l'W de ce village et le long du ruisseau de Villarué, on rencontre des couches en série inverse à pendage Nord relativement fort (40 à 45°) dans lesquelles on peut relever, du Nord au Sud et de bas en haut, dans l'ordre stratigraphique, la série suivante :

1. — Un conglomérat à galets de quartzites et de lydiennes de 10 à 15 cm. d'épaisseur.

2. — Une barre de grès psammitiques de 15 à 20 m.

3. — Un niveau relativement puissant (15 à 20 m.) d'argilites rouges présentant de belles figures de glissement (slumps ou slumping des auteurs anglo-saxons).

4. — Une alternance de grès rouges plus ou moins psammitiques, et de schistes argilo-gréseux également de couleur rouge vif.

L'ensemble n'atteint pas 100 m. de puissance.

2. — Variations.

Peu de variations sont à noter tout le long de la bande, constamment en série inverse, qui s'étend entre Las Paules et Bisaurri. Le conglomérat en particulier conserve une épaisseur pratiquement constante, et plus constante encore est l'épaisseur totale de l'ensemble conglomérat et barre de grès psammatiques.

Signalons toutefois la présence fréquente dans ces grès, de « ripple marks » et de figures de courant. Par ailleurs, nous rapporterons la découverte, au niveau de cette barre gréseuse, d'empreintes de

diverses Filicales et Equisetales dont l'état de conservation ne permet pas de déterminations précises. Un gisement a été noté dans le ruisseau d'Urmella, un autre sur la route conduisant à Abella.

Enfin, dans la zone méridionale se manifeste une régularité remarquable dans les alternances grès psammitiques et argilites pélitiques qui font suite à la barre principale.

En résumé, le terme de *série intermédiaire* désigne un autre ensemble détritique, de couleur rouge brique, de 50 à 150 m. d'épaisseur. Sauf en certains points localisés où sa base est représentée par une brèche dont la composition est liée au substratum, cet ensemble débute très généralement par un poudingue constitué par des galets, arrondis mais mal calibrés, de nature essentiellement quartzitique. La puissance de ces niveaux conglomératiques est variable et il y a passage, sans surface de stratification nette, à une succession lithologique où alternent, plus ou moins rythmiquement, des grès quartzeux à grain grossier à moyen, des grès psammitiques, des pélites et des argilites pélitiques.

C) SERIE SUPERIEURE.

Relativement peu épaisse par rapport aux séries précédentes (20 à 30 m.), la série supérieure fait suite partout et sans discordance à la série intermédiaire (pl. I).

1. — Coupe type.

Schématiquement, de bas en haut, on relève presque partout les niveaux suivants :

1. — Poudingues à petits galets de quartz de taille moyenne (2 à 3 cm.), généralement blanc laiteux, toujours arrondis, à ovoïdes. Le ciment est gréseux, blanc à blanc rosé, plus rarement vert (40 cm. à 4 m.).

2. — Grès à grain grossier moyen, psammitique, à stratification entrecroisée ou oblique, de couleur également blanche à rouge brique (1 à 5 m.).

3. — Argilites rouges ou vertes alternant avec des pélites gréseuses rouges (5 à 8 m.).

4. — Marnes schisteuses et calcschites verts micacés, d'aspect souvent lustré (3 à 6 m.).

5. — Argile blanche à grise, parfois gypseuse (3 à 5 m.).

Venant au-dessus des ultimes bancs gréseux de la série supérieure et au-dessous des premiers bancs carbonatés de la série terminale, ces deux derniers niveaux, de 6 à 10 m. d'épaisseur, correspondent aux couches désignées par P. Misch (1934) sous le nom de « Rot » et semblent comparables à celles que C. Virgili (1958) englobe sous le terme « arcillas limitas ». Selon ces auteurs, ils représenteraient les niveaux de transition au Muschelkalk sinon la base de cet étage.

2. — Variations.

—Entre le niveau de poudingues et les grès grossiers psammitiques peut s'intercaler, comme à Urmella, un niveau constitué de pélites rouges micacées (2 à 6 m.), à débit schisteux.

— Les deux premiers niveaux peuvent être représentés par deux à trois alternances de bancs conglomératiques et de bancs gréseux (Nord de Villarué).

— Les marnes schisteuses vertes peuvent être absentes.

— Le niveau argilo-gypseux ne se rencontre également qu'en des points limités (100 m. à l'W de la Casa de Rhins et à l'E de Villarué, dans le lit de l'Isabena).

D) SERIE TERMINALE.

M. Dalloni (1910), décrivant le Muschelkalk en Aragon indique la présence de « calcaires massifs, noirâtres, en gros bancs, associés à des calcaires en plaquettes gris fumé ou jaunes, couverts de Mollusques mal conservés parmi lesquels on relève :

— *Natica gregarea* Munster.

— *Nucula gregarea* Munster.

— *Myophoria* sp.

Le Keuper se compose partout d'argiles bigarrées, en général rouges et vertes, et de gypse ; le gypse peut dominer nettement et présenter des teintes diverses, rouge rosé à violet, verdâtre ou gris. Il s'y associe des masses ophitiques constituant en certains points la masse principale du Keuper. L'épaisseur de cet étage est difficile à déterminer en raison de la grande mobilité tectonique du gypse et de son lessivage partiel. P. Misch (1934), l'estime à 200 m. environ et, selon lui, sa plus grande épaisseur est à rechercher dans la zone méridionale des Sierras et dans la zone des Nogueras.

D'une façon générale, la stratigraphie de cette série s'avère délicate à établir, et le « Muschelkalk » en particulier apparaît le plus souvent disloqué en lambeaux, affecté de failles qui le divisent en blocs ; les relations entre les divers faciès deviennent ainsi difficiles à observer. C'est en bordure de la zone autochtone septentrionale que ce Muschelkalk nous est apparu le moins déformé, mais la coupe réalisée dans cette zone, au N W d'Urmella, et que nous donnons ci-dessous, est incomplète. Nous décrirons une autre coupe, près de Castejon de Sos, où l'on peut observer les derniers termes de la série.

1. — Coupe d'Urmella.

Au N W d'Urmella, à environ 500 m. de ce village et au N du chemin conduisant à Arazan, on peut relever, au-dessus d'une mince couche d'argiles rouges paraîssant correspondre aux niveaux de transition, la succession suivante :

1. — Cargneules (1 à 2 m.).

2. — Calcaires marneux gris beige en bancs bien réglés, de 5 à 15 cm., à débit parallélipipédique avec joints argileux (3 à 4 m.).

3. — Dolomie (1 m.) gris noir.

4. — Calcaire dolomitique en petits bancs (4 à 6 cm.) alternant avec des bancs plus épais (20 à 40 cm.) portant de nombreuses traces d'émersion (6 - 8 m.). Au microscope, la partie supérieure de ce niveau révèle la présence de nombreux débris de Mollusques Gastéropodes et Lamellibranches, d'Echnides, d'Algues.

Nous avons pu observer également des *Frondicularia* sp. Le microfaciès est un microfaciès à *Colithes* dolomitisées avec tous les stades de dolomitisation.

5. — Calcaire dolomitique en gros bancs, de 50 à 80 cm., à cassure gris noir (6 - 8 m.).

6. — Calcaire marneux, en petits bancs, de couleur miel.

2. — Coupe de Castejon de Sos.

A 1 km environ à l'E de Castejon de Sos, sur la route de Pont de Suert, près du pont qui traverse le ruisseau d'Urmella, on relève la succession suivante, de bas en haut :

1. — Calcaire dolomitique massif, noir, bréchoïde (4-8 m.).

2. — Argiles vertes et rouges, et blanchâtres, gypseuses (5 - 6 m.).

3. — Calcaire marneux gris beige en petits bancs avec figures d'émersion à la face supérieure de certains bancs et intercalation de niveaux bréchiques ; le sommet montre une alternance de très minces bancs de calcaires marneux, de couleur miel, et de lits argileux verts, donnant un aspect « varvé » à ce niveau.

4. — Gypse, argiles vertes et rouges, quelques bancs de calcaire marneux, ophite (épaisseur indéterminable).

3. — Série type.

Compte tenu des observations que nous avons pu réaliser plus au Nord, nous admettons en première approximation l'équivalence des niveaux 1 et 2 de cette dernière coupe avec le niveau 5 de la coupe d'Urmella. Ainsi, le « Muschelkalk », dans la région étudiée comprendrait, de bas en haut, sept niveaux (pl. II) dont l'ensemble atteint 30 à 35 m. d'épaisseur (sans compter le dernier niveau à faciès Keuper) :

1. — Cargneules.

2. — Calcaires marneux gris beige, en bancs bien réglés à débit parallélipipédique.

3. — Dolomie gris noir.

4. — Calcaires dolomitiques, en petits bancs, à débris divers.

5. — Calcaire dolomitique massif, gris noir, passant latéralement en une dolomie bréchoïde, surmontée ou non d'argiles rouges et vertes gypseuses.

6. — Calcaires marneux en petits bancs, de couleur jaune miel avec interlits argileux.

7. — Calcaires marneux, gypse, argiles vertes et rouges, ophite.

III. - *COMPARAISON AVEC D'AUTRES RÉGIONS, ESSAI DE CORRÉLATION* (pl. III)

Ce chapître fait appel à des travaux relativement anciens et à des travaux plus réeents ; il est essentiellement le résultat d'une compilation. D'autres auteurs avant nous ont proposé, à titre d'hypothèse, certaines assimilations à l'intérieur du complexe permo-triasique. R. Mirouse (1962), en particulier, a fait des rapprochements entre le Permo-Trias de la Haute Vallée d'Aspe et de la région du Somport, avec le Permo-Trias d'un certain nombre de provinces, nord et sud-pyrénéennes. Nous renvoyons le leeteur à cette synthèse, nous contentant d'en reprendre ici certains aspects en esquissant une tentative de corrélation avec les séries que nous avons mises en évidence entre l'Esera et l'Isabena.

A) SERIE NODULEUSE

Depuis Roussel (1904), Dalloni (1910) et Misch (1934), on sait qu'à l'E de la région examinée, près d'Erill Castel, des formations ayant des caractères tout à fait comparables à ceux de la série noduleuse, sont surmontés, en concordance, par des schistes noirs à passées charbonneuses et gréseuses. Ces derniers niveaux, séparés du conglomérat de base de l'ensemble permo-triasique, par une discordance contiennent une flore caractéristique du Stéphanien, en particulier ;

Annularia sphenophylloïdes, Zenk.

Sphenopteris obtusiloba, Brongn.

Nevropteris sp.

flore comparable à celle contenue dans les schistes de San Juan de las Abedesas, en Catalogne, où Dalloni rapporte :

Pecopteris arborescens, Brongn.

Pecopteris polymorpha, Brongn.

Sphenopteris latifolia, Brongn.

Annularia longifolia, Brongn,

et signale des affinités avec la flore de la Rhune et de Durban.

Le Stéphanien est également reconnu au S de la Seo de Urgel, où il a livré en plus :

Nevropteris grangeri, Brongn.

Calamites cisti, Brongn.

Sphenophyllum schlotheimi, Brongn.

D'après ces mêmes auteurs, on relève, encore plus à l'E, dans la région d'Aguiro et de Baro, de bas en haut, dans l'ordre stratigraphique, les niveaux suivants :

1. — Schistes et grès à plantes, datés du Westphalien.

2. — Grès rouge et argilites rutilantes, avec intercalations de minces bancs calcaires, parfois réduits en cordons, de concrétions et de nodules.

3. — Schistes noirs à passées charbonneuses et gréseuses, contenant une flore rapportée au Stéphanien.

4. — Schistes ardoisiers noirs contenant une flore attribuée à l'Autunien (*Walchia piniformis* en particulier).

Au-dessus de cet ensemble concordant, repose, en discordance, un conglomérat analogue au conglomérat de base de la série intermédiaire.

Le niveau (*1*) peut, peut-être, être rapproché des couches gréseuses et schisteuses, affleurant dans le ruisseau de Fadas, à quelques centaines de mètres au N E du hameau de Fadas, couches dans lesquelles nos avons recueilli des empreintes de fructifications (*Cardiocarpus sp.*).

Le niveau (*2*) aurait son équivalent, au moins partiel, dans la série noduleuse, tandis que le niveau (*3*) présente des analogies avec des couches, décrites précédemment, affleurant sous le conglomérat de la série intermédiaire, à l'W d'Urmella.

Ainsi, en admettant que le conglomérat permotriasique soit partout du même âge, et en se basant sur les analogies de composition lithologique et les analogies de succession stratigraphique, nous croyons pouvoir proposer un âge autuno-stéphanien pour la série noduleuse, dans la zone comprise entre l'Esera et d'Isabena, bien que sa limite inférieure soit encore plus délicate à préciser.

En effet, si, à Aguiro, les schistes stéphanieus et l'ensemble gréseux comparable à la série noduleuse, surmontent en concordance d'autres schistes dans lesquels M. Dalloni et J. Roussel ont reconnu le Westphalien, entre l'Esera et l'Isabena, en dehors du petit affleurement du ruisseau de Fadas, par ailleurs daté avec peu de certitude, le premier terrain plissé sous la série noduleuse est rapporté au Dévonien supérieur.

Vers l'Ouest, en Haute Vallée d'Aspe, R. Mirouse (1962), observe que la série du Somport (r 1) est discordante sur des grès et des schistes d'âge namuro-westphalien, et même parfois sur les calcaires dévoniens. L'auteur souligne que l'on a ici les manifestations *d'une phase hercynienne majeure*, la discordance angulaire étant très accusée.

Cette série du Somport à laquelle R. Mirouse attribue hypothétiquement un âge autunien, ainsi que les séries p1 et p2 de Van Der Lingen, montrent une identité de facies remarquable avec la série noduleuse. Par ailleurs, elles sont également le siège de manifestations volcaniques et, comme la série noduleuse, elles sont surmontées par des dépôts transgressifs plus ou moins discordants.

L'équivalent de ces niveaux ne semble pas exister en Pays Basque, sauf à la Rhune, où on rencontre du Stéphanien daté, discordant sur le Dévonien mais concordant avec un complexe relativement puissant, argilo-gréseux, rapporté au « Permien ».

CONCLUSION

Ainsi, partant à l'E de la région étudiée, de niveaux apparemment bien datés du Stéphanien et de l'Autunien, nous avons été amenés à les rapprocher de certaines séries surmontant en discordance, à l'W de l'Esera, des formations d'âge dévono-houiller. Cette discordance inférieure correspond généralement là à une *phase hercynienne majeure* ou à la superposition de plusieurs phases. C'est probablement à cette phase que correspond également la discordance du Westphalien sur le Dinantien dans les Pyrénées luchonnaises (M. Clin, 1959).

Il paraît permis, à la suite de considérations géométriques et de la concordance des faciès. de rapporter ces dépôts de la série noduleuse à l'Autuno-Stéphanien sans pouvoir, dans l'état actuel de nos connaissances, donner plus de précisions.

Si des plissements localisés et de faible amplitude ont pu voir le jour au cours même du dépôt de l'Autuno-Stéphanien, dont témoigneraient en particulier les figures de stratification entrecroisée à séquences incomplètes de la série noduleuse, la phase majeure est incontestablement antérieure au dépôt de cette formation.

Une seconde phase, moins marquée, se place au-dessus de l'Autuno-Stéphanien : cette *deuxième discordance* s'accompagne de la transgressivité des séries déposées, pensons-nous, postérieurement à l'Autuno-Stéphanien et paraît être assez générale de l'Est à l'Ouest de la chaîne.

B) SERIE INTERMEDIAIRE ET SUPERIEURE. — LA LIMITE PERMIEN - BUNTSANDSTEIN.

Dans une série, ayant en gros les caractères de notre série intermédiaire et de notre série supérieure, et atteignant entre Batliu de Sas et Aguiro, une puissance de 1 000 m., M. Dalloni (1930), puis P. Misch (1934), ont mis en évidence une discordance permettant de séparer localement deux ensembles :

— Un ensemble inférieur, de 800 m. d'épaisseur environ, débutant par un conglomérat.

— Un ensemble supérieur, constitué de grès à empreintes de Calamites (flore de Guils) contenant en particulier *Equisetum arenaceum BRON.* et attribuable au Buntsandstein (M. Dalloni).

Cette discordance permettrait ainsi de séparer, localement, le Buntsandstein de son substratum, et rendrait compte des manifestations d'une phase palatine.

P. Misch (1934), reprenant cette question, reconnaît, lui aussi, l'existence du Buntsandstein mais

soligne que là où manque la discordance, il est impossible de fixer à cette formation une limite inférieure et il pense que lorsque la puissance de l'ensemble de la série permo-triasique est réduite, c'est le Permien qui manque plutôt que le Trias inférieur. En ce qui concerne les couches inférieures, tout ce qu'il est possible de dire, précise P. MISCH, est qu'elles « sont plus anciennes que le Buntsandstein et plus récentes que les schistes ardoisiers noirs à empreintes végétales du Rotliegende inférieur de Baro » (Vallée de la N. Pallaresa), c'est-à-dire de l'Autunien. Elles peuvent, par conséquent, représenter tout ou partie du Rotliegende supérieur (Saxonien) et du Zechtein.

Nous avons vu que l'ensemble permo-triasique dans la zone comprise entre l'Esera et l'Isabena atteint une puissance maximum de 300 m. environ. Malgré ces grandes variations d'épaisseur entre cette zone et la région Est (Pallaresa), il est tentant de considérer le poudingue à petits galets de quartz par lequel débute la série supérieure, comme formant la base du Buntsandstein. Bien entendu, nous avançons cette proposition à titre d'hypothèse de travail en espérant lever l'indétermination à l'aide de méthodes déjà employées en Catalogne par C. VIRGILI (1958-1960), et en réalisant, ainsi que le préconise P. MISCH, des reconstitutions paléogéographiques localisées, tout au long du revers méridional de la chaîne.

Il demeure, cependant, qu'entre l'Esera et l'Isabena, l'ensemble permo-triasique conserve une épaisseur non négligeable et qu'il est pratiquement toujours concordant. Il est donc possible que le Saxonien, le Zechstein et le Buntsandstein y soient représentés ; mais, on peut penser aussi, avec P. MISCH, que vers la fin du dépôt du Permien, s'est déroulée une période d'érosion plus ou moins intense qui a pu avoir pour effet d'éroder tout ou partie de ce Permien. Il ne faut pas oublier non plus que la concordance apparente peut être le fait d'une absence de dépôt et de plissements. Ce qui reviendrait à dire que les manifestations de la phase palatine sont restées très localisécs.

En Catalogne, le Buntsandstein paraît être bien développé, et c'est à C. VIRGILI (1958), que nous emprunterons une description de cet horizon qui ne va pas sans offrir de multiples points de comparaisons avec la série supérieure de la région étudiée. En effet, C. VIRGILI donne la succession suivante, de oas en haut :

1. — Un conglomérat à galets de quartz formant des bancs très puissants avec intercrealations de grès.

2. — Des grès, généralement rouges, quartzeux, à grain fin ; le ciment, comme pour les conglomérats, est argilo-siliceux.

3. — Argiles et marnes rouges, légèrement vertes ou blanches. Cet ensemble atteint environ 100 m.

Les variations de puissance et de nature lithologique des formations sont faibles, sauf en ce qui concerne l'importance relative des deux premiers niveaux. La puissance de l'ensemble, conglomérat et grès, est constante mais, en 70 km. le conglomérat passe de 1 m. à plus de 100 m.

Enfin, la partie la plus haute de la série par son faciès et sa position, est à rapprocher, selon C. VIRGILI, du grès à *Voltzia* du Trias germanique.

Entre la région étudiée et l'extrémité O de la chaîne, l'analogie est encore plus frappante si l'on compare les séries intermédiaire et supérieure avec les séries t 1a et t 1b de P. LAMARE, séries qui, en particulier dans le Massif des Aldudes, surmontent en discordance une formation plus ou moins épaisse attribuée par l'auteur au Permien.

Enfin, sans autre argument que des arguments géométriques et en raison de la correspondance de faciès, il paraît possible d'assimiler les séries intermédiaire et supérieure, d'une part, avec la série p3 de G. J. VAN DER LINGEN, le conglomérat supérieur de cette dernière étant l'équivalent du conglomérat à galets de quartz dont nous avons fait la base du Buntsandstein, et, d'autre part, avec les séries r2 et r3 de R. MIROUSE.

CONCLUSION

Dans l'ensemble détritique présentant généralement à sa base un conglomérat, il est possible, grâce à des considérations géométriques et, là encore, en s'appuyant sur des analogies de faciès, de proposer certaines assimilations stratigraphiques. Les niveaux inférieurs, pratiquement toujours discordants sur un substratum dont le niveau le plus récent, nous l'avons vu, est d'âge autunien (N. Pallaresa), semblent pouvoir être attribués au Permien (Saxonien ?), les niveaux supérieurs, au Trias inférieur (Buntsandstein), soit qu'ils soient séparés par une discordance (phase palatine ?), soit que la série supérieure débute par un nouveau conglomérat. Rappelons aussi qu'en Catalogne occidentale, C. VIRGILI (1960) a pu distinguer ces deux étages dans un ensemble concordant par l'analyse sédimentologique..

C) SERIE TERMINALE.

a) DESCRIPTION SOMMAIRE DU TRIAS MOYEN ET SUPERIEUR DES REGIONS VOISINES. (pl. II).

1. — Catalogne.

Le Muschelkalk est bien développé en Catalogne et c'est encore à C. Virgili (1958), que nous emprunterons une description de cet étage.

Cet auteur a pu distinguer au-dessous du Keuper trois termes :

— Muschelklk inférieur.

— Muschelkalk moyen.

— Muschelkalk supérieur,

eux-mêmes subdivisés, si bien qu'une correspondance relativement précise est obtenue, avec toutes ces subdivisions, avec le Muschlkalk germanique.

Muschelkalk inférieur :

Il est essentiellement représenté, de bas en haut, par des calcaires dolomitiques, des calcaires à Fucoïdes, d'épaisseur variable, des dolomies à nodules silicieux à débris d'algues et spicules d'éponges. Mais C. Virgili semble admettre que les calcaires dolomitiques de base passent latéralement à une série détritique de couleur rouge irrisée qui, elle-même, passe insensiblement au Buntsandstein. Le calcaire à Fucoïdes passerait lui-même latéralement aux dolomies en s'intercalant entre elles, la partie inférieure étant représentée par les grès et des argiles rouges et vertes. Il peut même ne subsister qe des dolomies bréchoïdes, représentant la partie supérieure de la série.

Muschelkalk moyen :

En Catalogne, cet horizon est généralement argilo-détritique rouge avec parfois des intercalations de calcaires et de cargneules. On y relève fréquemment des niveaux à anhydrite et à sel. Ce dernier caractère conduit au rapprochement avec le groupe de l'anhydrite de la série germanique.

Muschelkalk supérieur :

On retrouve en Catalogne un faciès analogue au Muschelkalk inférieur avec une dolomitisation plus intense, avec des Fucoïdes et des nodules silicieux.

C. Virgili y sépare quatre niveaux basés sur le biofaciès :

— Dolomie basale.

— Niveau à *Daonella.*

— Niveau à *Protrachiceras.*

— Niveau à *Cassianella.*

2. — Vallée du Sègre.

Dans la coupe du Sègre établie par M. Dalloni (1930), reprise par M. Burollet, on relève un horizon grossièrement détritique, constitué de conglomérats, de grès et d'argiles, surmonté par un niveau de gypse, le tout encadré par des calcaires compacts, dolomitiques, ces niveaux dolomitiques supérieurs étant, eux-mêmes, recouverts par d'autres couches gypseuses, passant au Rhétien.

Des précisions sur cette coupe ont été encore apportées par Sigal.

1°) Présence d'un niveau gypseux au sommet du Permo-Trias clastique et sous le calcaire dolomitique inférieur.

2°) Présence d'une faune à *Ophiures* et *Esthéries* dans un niveau équivalent au calcaire dolomitique inférieur.

3°) Présence d'un calcaire à Algues au sommet de la coupe (*Acicutella bacillum,* cette dernière signalée du Ladinien carpatique).

« Tout en gardant une grande prudence sur la valeur de ces fossiles, on peut trouver un argument favorable à l'interprétation exposée par M. Burollet pour la coupe du Sègre : Muschelkalk montant haut dans la série d'apparence keupérienne. »

3. — Pays Basque.

En Pays Basque, à la suite des nombreuses coupes rapportées et discutées par P. Lamare (1936-1937), et dont certaines ont été reprises récemment par J . Muller, (région de St-Jean-Pied-de-Port) et par Mlle Andre (Massif de la Rhune), la succession au-dessus des grés bigarrés comprend :

— Un niveau d'argilites rouges, à slumping.

— Un niveau argilitique à pseudomorphoses de sel.

— Des calcaires noirs, compacts, massifs, dolomitiques.

— Des calcaires clairs, marneux, en plaquettes.

Des argiles bariolées et du gypse emballant l'ophite.

b) ESSAI DE CORRELATION.

Si un certain nombre de jalons où le Keuper est surmonté en concordance par le Rhétien, daté en particulier par *Avicula contorta* (Vallée du Sègre par exemple), permettent de fixer avec une relative précision la limite Keuper-Infralias, en revanche, la

limite avec le Buntsandstein reste peu précise et encore plus délicate sont les corrélations à l'intérieur du complexe, raporté grossièrement, sauf en Catalogne, au Trias moyen et supérieur.

En ce qui concerne la limite inférieure, on note presque partout la présence, au-dessus des derniers termes détritiques attribués au Buntsandstein, d'un mince niveau argileux ou argilo-gypseux représentant les couches de transition aux faciès carbonatés. Sur le vu d'une parfaite concordance et en l'absence de fossiles, il n'est pas possible de dire si ces couches appartiennent encore au Buntsandstein supérieur ou à la partie inférieure du Muschelkalk. De plus, en Catalogne, par exemple, les faciès détritiques montent relativement haut dans le Muschelkalk inférieur et passent latéralement à des faciès carbonatés (calcaire dolomitique et calcaire à Fucoïdes). Il n'est pas interdit de penser, par ailleurs, que dans la région des Nogueras, les niveaux gypseux, présents en général au sommet des couches de transition peuvent être, avec les cargneules qui les surmontent le plus souvent, l'équivalent réduit du Muschelkalk inférieur.

De même, en pays Basque on est tenté d'assimiler également au Muschelkalk inférieur les niveaux à pseudomorphoses de sel, surmontant les argiles à slumping, assimilables, elles, aux couches de transition.

La présence d'Algues appartenant probablement à la famille des Diploporées dans les niveaux supérieurs de la coupe d'Urmella conduirait à envisager une corrélation possible de ces couches avec celles de la partie supérieure du Muschelkalk inférieur catalan représenté par des dolomies bréchoïdes à nodules silicieux et à Diplopores. Le rapprochement peut également être fait avec la partie supérieure de la coupe du Sègre où ces Algues ont été signalées dans les calcaires dolomitiques surmontés par le niveau gypseux supérieur. Dans ce cas, le niveau gypseux intermédiaire de notre coupe type pourrait être l'équivalent du Muschelkalk moyen catalan, représenté en grande partie par des évaporites, et les calcaires marneux en petits bancs, l'équivalent des calcaires marneux et dolomitiques du Muschelkalk supérieur catalan. En somme, nous aurions, entre l'Escra et l'Isabena, tout au moins, une série complète mais condensée. Les nombreuses traces d'émersion relevées dans les calcaires dolomitiques inférieurs et dans les calcaires marneux supérieurs, plaident en faveur d'une telle hypothèse.

IV. - CONCLUSIONS GÉNÉRALES RELATIVES A LA STRATIGRAPHIE

De nombreuses données échappent encore à l'analyse et il n'est permis de proposer des corrélations qu'à titre d'hypothèse (tableau II). Parmi ces hypothèses, nous rappelons en particulier celle qui admet *une transgression rapide et généralisée au Permien moyen.*

Nous rappellerons, enfin, que nous avons assimilé *la série noduleuse à l'Autuno-Stéphanien, la série intermédiaire au Saxonien, la série supérieure au Buntsandstein.* Cette dernière série termine la série détritique permo-triasique et est surmontée par les calcaires, les dolomies, les argiles bariolées et le gypse de la série terminale, ensemble que, là encore, par analogie de faciès, nous avons attribué comme la plupart des auteurs, au Trias moyen et supérieur, c'est-à-dire au Muschelkalk et au Keuper.

Sans doute, un inventaire minutieux de tous les lithofaciès, éventuellement de tous les biofaciès (Muschelkalk en particulier) mené conjointement avec l'analyse sédimentologique et tectonique de l'ensemble et complété par une révision des niveaux à plantes, connus en particulier en Catalogne, permettra-t-il d'apporter quelque lumière sur ces questions et d'entrevoir une paléogéographie du Permo-Trias pyrénéen. A ce propos, il semble que l'on puisse d'ores et déjà modifier le cadre géographique dans lequel se sont accumulés certains dépôts. En particulier, à la suite de l'observation de traces de percussion, relevées sur les galets du conglomérat du massif de la Rhune, traces en tout point comparables à celles relevées dans le conglomérat de base de la série intermédiaire, *il est possible d'envisager un cadre littoral* ayant présidé au dépôt des conglomérats. Ce littoral pouvait appartenir à un grand lac ou à un bras de mer « permo-triasique ». L'analyse détaillée, granulométrique, morphométrique et morphoscopique de ces conglomérats permettra peut-être de préciser les contours de ces rivages lacustres ou marins.

TECTONIQUE

I. - *HISTORIQUE ET GÉNÉRALITÉS*

Si relativement peu de géologues se sont intéressés à la Stratigraphie du Permo-Trias sur ce versant sud des Pyrénées, en revanche nombreux sont les auteurs qui ont traité la tectonique dans cette partie de la chaîne où on relève d'intenses et nombreux accidents affectant non seulement le Permo-Trias mais aussi le Dévono-Houiller.

La zone étudiée fait partie de l'extrémité ouest de ce que M. Dalloni (1910) le premier a appelé la « zone des Nogueras », comprise entre la zone axiale au Nord et les massifs secondaires sud-pyrénéens, au Sud. Il y décrit de nombreux plis déversés au Sud et pour interpréter la position d'un certain nombre de massifs primaires situés en particulier à l'E de la Ribagorzana, il admet l'existence d'une nappe venant du Nord, nappe qu'il désigne sous le nom de « Nappe des Nogueras ».

Cette interprétation rencontra de nombreuses objections. Nous rapporterons essentiellement ici les conceptions de Ch. Jacob, P. Fallot, G. Astre et R. Ciry (1926) d'une part et P. Misch (1934) d'autre part.

Les premiers auteurs, reprenant l'examen complet du contact de la zone axiale et de la série sud-pyrénéenne, s'attachent à dégager la signification tectonique des massifs primaires séparés de la zone axiale et pour lesquels M. Dalloni (1913) avait créé sa « nappe des Nogueras ».

La remarquable analyse qui est donnée de ce domaine par ces géologues, les amène à considérer ces masses primaires, entre le Sègre et la Ribagorzana, comme ayant une origine double :

— une origine plus ou moins allochtone et septentrionale, pour les unes

— une origine autochtone pour d'autres.

Certains massifs, en particulier les lambeaux de Malpas Gotarta, d'Escanué et de Las Paules, font partie d'un même pli couché au Sud dont la racine est à rechercher à la hauteur du synclinal de Sas. Le charriage est donc peu important et ces lambeaux flottent sur le Trias ainsi qu'on peut le voir dans la basse Baliera. Les affleurements de Trias rencontrés dans la vallée d'Isabena au S E de Las Paules, ainsi que le pointement de San Valero sont interprétés comme résultant d'une disposition en fenêtre sous le Primaire ou le Permien.

Ces auteurs admettent que ces lambeaux peuvent constituer l'extrémité ouest de la nappe de M. Dalloni mais se refusent à inclure dans cette même nappe l'important massif d'entre Sègre et Pallaresa qui pour eux est enraciné et qu'ils interprètent comme un massif profond découpé en écailles, poussé au Nord contre la zone axiale.

M. Dalloni (1930) rejette cette idée et continue à admettre certains charriages, d'origine septentrionale.

P. Misch (1934), reprenant les contours de cette région, dont il donne une très bonne carte au 1/250.000^{e}, explique la structure par des plis en éventails, coupés de leur racine et se traduisant par un double déversement, aussi bien vers le Nord que vers le Sud. Il considère l'ensemble des massifs primaires comme autochtones ou subautochtones. Pour Misch, le massif de Las Paules, en particulier, a un caractère nettement autochtone et il le rattache au massif de Malpas Gotarta. Il reconnaît aussi une étroite bande de Keuper à l'intérieur du massif de Las Paules, mais il nie qu'il puisse s'agir de fenêtre tectonique étant donné la nature du contact avec le Permie ou le Paléozoïque, contact qui se fait partout par l'intermédiaire de failles subverticales.

Contre l'hypothèse d'une nappe venant du Nord, il souligne le fait intéressant suivant : le Stéphanien est relativement puissant dans le massif de Las Paules. Or on n'en trouve pas le plus petit témoin sur le versant sud de la zone axiale où on pourrait chercher les racines de la nappe.

L'hypothèse d'un charriage vers le Nord, n'est pas davantage admise, car dans toute la zone des Nogueras on ne voit jamais le Permo-Trias méridional reposer sur le Permo-Trias axial.

A la suite de P. MISCH, Ch. JACOB (1935) se rallie à cette façon de voir, ainsi que les géologues espagnols, en particulier A. ALMELLA et J.-M. RIOS (1957).

Récemment enfin, l'école hollandaise, avec L.U. de SITTER (1962), a avancé que la zone des Nogueras est l'équivalent autochtone des massifs nord-pyrénéens, alors que M. SEGURET (1964), reprend l'hypothèse d'une nappe venue du Nord à propos en particulier des massifs de Malpas-Gotarta et de Las-Paules. Cette nappe, dont il situe l'origine probable à partir d'un zone actuellement érodée, à au moins 6 km dans certains cas, aurait acquis postérieurement un style en têtes plongeantes vers le Sud.

Devant ces divergences d'interprétation, afin de lever l'hypothèse structurale dans la région que nous nous proposions d'étudier et par là même de donner un cadre précis à l'analyse stratigraphique et sédimentaire, il nous est apparu nécessaire d'entreprendre une révision cartographique de cette région à une échelle plus grande que celle utilisée antérieurement par les différents auteurs. L'échelle adoptée est celle de la photo aérienne, c'est-à-dire le 1/28.000^e environ. Le fond topographique espagnol au 1/50.000^e s'est révélé en effet peu précis; aussi les photos aériennes ont-elles été utilisées directement pour le levé géologique. Un assemblage de ces photos a été réalisé par le procédé des fentes radiales et le fond sommaire obtenu a été ramené au 1/20.000^e.

A la suite de cette cartographie, on peut diviser la région étudiée en trois unités, qui sont respectivement, les unités septentrionale, médiane et méridionale.

II. - ANALYSE STRUCTURALE DES DIFFÉRENTES UNITÉS

A) UNITE SEPTENTRIONALE.

Elle est occupée par des terrains dévono-houillers et permo-triasiques dont le caractère autochtone n'est pas contesté.

Le Permo-Trias, toujours discordant sur les terrains plus anciens, y montre une série de plis en cascades, très souples, peu affectés de failles sauf au Nord de Villarué (pl. IV, coupe 2) où des accidents de direction N 100° E à N 140° E ont été relevés. Ces derniers ne semblent cependant pas se poursuivre à l'E de l'Isabena. Une faille de direction N 120° E affecte également le Permo-Trias au Nord d'Urmella mais son rejet est faible.

Le plan axial des plis présente toujours dans la région la plus septentrionale (revers sud du Gallinero-collardo de la Arra Morus) des inclinaisons nord, alors qu'au Sud, près du contact anormal les plans axiaux sont fréquemment verticaux et même à pendage sud (plis visibles dans le ruisseau d'Urmella à l'E du village, dans son cours NNE-SSW, plis rebroussés du S W de Néril). L'axe de ces plis est soit horizontal, soit incliné (5 à 20°) vers l'Ouest ou vers l'Est, leur direction oscillant entre N 100° E et N 130° E.

Il semble que l'inclinaison des axes de plis, mesurés en particulier autour du village d'Urmella, doit être mise en relation avec les accidents subméridiens, de type décrochements, dont le plus important, jalonné par des figures d'écrasement intense, a été mis en évidence à l'W d'Urmella. En effet, dans des zones non affectées par ces accidents, les axes de plis ne présentent généralement par de plongement axial.

A l'Ouest d'Urmella, à la faveur d'une faille de direction sensiblement N 140° E mais qu'on peut difficilement suivre, en raison d'un placage d'alluvions, le Paléozoïque reparaît sous forme d'un bombement anticlinal, auquel fait suite vers le Sud en continuité, mais en succession inverse, la série intermédiaire permo-triasique (pl. IV, coupes 4 et 5). Cette dernière dessine un synclinal à plan axial à pendage N, dont n'est visible à l'affleurement que le flanc N, inverse. Cette structure est affectée par des failles subverticales, alignées sensiblement N - S à rejet relativement faible, mais fréquemment accompagnées de minéralisations, en particulier de barytine.

Par ailleurs, on note que la série intermédiaire, dans l'ensemble de l'unité septentrionale, est affectée d'une schistosité généralement bien développée, surtout au contact avec le Paléozoïque, à pendage nord constant et relativement fort (35 à 40°).

Cette disposition s'observe par exemple au Nord-Est de Villarué, dans la vallée de l'Isabena où il est possible par ailleurs de constater qu'elle est compable en orientation à celle qui affecte le Paléozoïque.

A l'unité septentrionale, nous rattacherons l'unité située à l'W et au S W de Néril, bien que celle-ci soit séparée de la zone axiale par une faille

épousant la direction des plis. Le rejet de cette faille est important, puisqu'elle met en contact à l'W de Néril le Trias supérieur avec l'Autuno-Stéphanien (pl. IV, coupe 1). Il s'atténue en allant vers l'Ouest, à la faveur d'accidents de direction subméridienne à N 35° E. Dans le dernier compartiment ouest de cette unité, on relève des plis de direction N 110° E, à plongement axial vers l'W-NW de 10°. Par ailleurs, au SW de Néril, on note la présence d'une série continue à pendage nord séparée du Paléozoïque, ici subvertical, par l'intermédiaire d'une faille très redressée et au contact de laquelle apparaît du gypse. Ainsi qu'on peut le voir dans l'affluent rive gauche de l'Isabena, coulant dans une direction N - S, ces pendages nord correspondent au flanc normal de plis rebroussés à plan axial incliné vers le Sud (pl. IV, coupe 1).

Cette faille verticale ou à faible prolongement sud est en fait la réunion du contact normal qui limite l'unité médiane vers le Nord, et de la faille subverticale ou à pendage nord qui limite au Sud cette même unité.

Ainsi, l'unité de Néril et par suite l'unité septentrionale, apparaissent déjà relativement indépendantes de l'unité médiane.

B) UNITE MEDIANE.

Ainsi que nous l'avons déjà précisé, ce massif s'étend depuis Las Paules jusqu'à la latitude de Bisaurri. Il est limité au Nord par un contact chevauchant dont la direction est N 145° E et N 150° E depuis le NE de Las Paules jusqu'à la Casa de Rhins. A partir de ce point en allant vers l'Ouest ce contact passe à une faille verticale ou à faible plongement sud, de direction N 120° E à N 110° E, fréquemment décrochée par des cassures à rejet plus ou moins important, subméridiennes. Parmi ces décrochements, le principal se situe près d'Urmella. L'accident majeur cassant décalé vers le Nord, reprend à l'W de ce village et présente cette fois un pendage nord; il recoupe les plis les plus méridionaux de la zone nord-autochtone, plis de direction N 110° E, selon une direction N 120° à N 130 ° E. Cet accident enfin semble être limité à l'Ouest par une faille de direction N 50° E et nous n'avons pas vu s'il se prolonge en direction d'Arazan.

Au S de l'unité médiane on peut suivre la faille qui la sépare du Paléozoïque, faille en général très redressée ou à pendage vers le Nord, mais jamais vers le Sud. Cette faille correspond à un accident fondamental qui met en contact le Paléozoïque de Renanué-Las Paules tantôt avec la série intermédiaire, tantôt avec la série supérieure, tantôt enfin avec le gypse de la série terminale.

Elle passe au S de Las Paules, à San Valero, Piedrafita, au col de Fadas, en conservant une direction sensiblement N 130° E. A partir du col de Fadas cette direction s'infléchit légèrement (N 110° E). A l'E de Bissauri passe un accident majeur de direction N 150 à 170° E, accident qui a pour effet de limiter à l'Ouest la structure et contre lequel vient notamment buter la faille du col de Fadas.

Par ailleurs, la cartographie, la considération des critères de polarité et l'analyse tectonique permettent de mettre en évidence dans cette unité médiane, deux structures essentielles :

— d'une part, une structure correspondant à un *faux synclinorium* (synclinorium en série inverse ou *structure synforme*) et développée dans la partie septentrionale de l'unité, depuis Las Paules-Villarué jusq'à l'W d'Urmella.

— d'autre part un dispositif *de charnière antiforme* (également en série inverse) particulièrement net, au S de la région d'affleurement de la série noduleuse et au N de la faille du Col de Fadas, entre le ruisseau de Villarué et Piedrafita.

1° — SYNCLINORIUM EN SERIE INVERSE DE LAS - PAULES - URMELLA.

Immédiatement à l'W de Las Paules apparaît en effet une terminaison périsynclinale, nettement soulignée dans la topographie par le conglomérat de base de la série intermédiaire. Il s'agit en réalité d'une disposition faussement synclinale. Nous avons reconnu, en particulier à l'W de Las Paules, des séries inverses à pendage nord dont la situation anormale est d'ailleurs confirmée par l'examen des critères de polarité. De Villarué jusqu'à l'W de la Casa de Rhins, les séries inverses présentent des pendages sud. Les orientations de couches relevées dans la terminaison est de ce faux synclinal ont permis de construire un axe plongeant vers le NW, et de direction N 130° E. Nous avons vu jusqu'à l'E et au NE de Las Paules, au-delà du contact chevauchant de la Casa de Rhins, les axes des plis, également à plongement nord-ouest, présentent par contre une direction N 110° E.

Cette observation confirme la relative indépendance de l'unité médiane par rapport à l'unité septentrionale (pl. IV, coupe 2).

Vers l'Ouest, notamment à partir de la Sierra de Urmella (pl. IV, coupe 4), le dispositif se complique de failles et d'un repli faussement anticlinal visible dans le ruisseau d'Urmella au SW de ce village. Une grande cassure sub-méridienne, *la faille de Bisaurri* le limite vers l'Ouest et nous ne pouvons savoir si il se poursuit au-delà de cet accident, sous le Crétacé supérieur.

Nous noterons simplement la présence de part et d'autre de la faille de Bisaurri, et aussi bien dans le Crétacé supérieur que dans le Permo-Trias, de plis d'échelle décimétrique dont la direction est sensiblement parallèle à la direction de l'accident et dont le plongement axial vers le Nord ou vers le Sud est relativement important (35 à 75°).

2° — CHARNIERE ANTIFORME DE SAN-VALERO-PIEDRAFITA.

Nous utilisons le terme « antiforme » pour désigner un objet de forme anticlinale, sans préjuger, ni de la succession stratigraphique des couches qui le composent, ni de sa dimension.

L'analyse de détail des terrains formant une bande limitée au Nord par le conglomérat principal et au Sud par la faille du col de Fadas, conduit à distinguer dans cette bande principale, deux bandes secondaires :

— L'une, située au S E de Fadas et s'étendant jusqu'à Las Paules ;

— L'autre, située au N W de Fadas et se développant en direction de Bisaurri.

a) bande Sud-Est.

La constitution de cette bande ressort de l'examen de six coupes pratiquées :

1) Au niveau du ruisseau de Villarué (pl. IV, coupe 2 a).

2) Au sud de la cote 1943, à environ 200 m. à l'W du ruisseau de la Casa de Rhins (pl. IV, coupe 2 b).

3) Au niveau du ruisseau de la Casa de Rhins (pl. IV, coupe 2 c).

4) Au N de San Valero (pl. IV, coupe 2 d).

5) Entre le ruisseau de San Valero et Piedrafita (pl. IV, coupe 2 e).

6) Au niveau du ruisseau de Fadas, à l'E du village (pl. IV, coupe 2 f).

1. Au niveau du ruisseau de Villarué, on peut observer du Nord au Sud, en continuité stratigraphique, mais en série renversée :

— La série noduleuse à pendage d'abord relativement faible vers le Nord et s'accentuant ensuite au contact du conglomérat de base de la série intermédiaire (40 à 50°).

— La série intermédiaire.

— La série supérieure, l'ensemble pendant au Nord.

Le gypse de la série terminale apparaît dans le fond du ruisseau, au Sud de la route de Las Paules à Castejon de Sos et est séparé par faille de l'ensemble précédent et de la bande paléozoïque de Renanué - Las Paules.

2. A 200 m. à l'W de la coupe précédente, on peut relever une coupe différente à l'intérieur d'une petite unité limitée par deux failles, qui isolent la cote 1493. L'une passe à l'E de ce petit sommet et présente une direction N. 155° E., l'autre, de direction N. 50° E., limite à l'Ouest le mamelon. Du Nord au Sud, on observe les horizons suivants :

— La série intermédiaire, en contact par faille avec la série noduleuse, mais toujours en position inverse.

— La série supérieure, faisant suite sans faille à la série intermédiaire et s'engageant sous elle, également en situation inverse.

Cette série supérieure est représentée essentiellement par son conglomérat à galets de quartz et ses grès psammitiques, ici localement à l'état de quartzites. Ces couches se montrent de plus remarquablement plissotées et affectées de petites cassures de direction N. 90° E. Les plans axiaux des plis relevés à ce niveau sont subverticaux ou à pendage nord tandis que leur axe plonge légèrement vers l'Est.

Au-dessous de ces plis, et en contact stratigraphique normal, affleure un noyau d'ophite. Cette

dernière, tenant la place de formations de la série supérieure, peut être, en première analyse, considérée comme occupant une position axiale dans la structure antiforme. Cette masse d'ophite est en contact par faille sur son flanc sud avec la série intermédiaire, à pendage redressé vers le Nord et dont la position normale ressort, sans doute possible, de l'examen des critères de polarité.

Le conglomérat principal ne reparaît pas et on passe, au Sud, aux calcaires de Renanué par l'intermédiaire de la faille majeure du col de Fadas, ici subverticale.

3. Au niveau du ruisseau de la Casa de Rhins, la succession est la suivante, du Nord au Sud :

— série noduleuse en position inverse ;

— série intermédiaire en position inverse ;

— faille subverticale de direction N. 140° E. ;

— série terminale (calcaires et gypse) ;

— faille subverticale de direction N. 130° E. ;

— série intermédiaire en position normale (critères de polarité) ;

— faille majeure, de direction N. 130° E., verticale ;

— calcaire de Renanué.

4. Au N de San Valero, on note une série inverse pratiquement continue jusqu'à la série terminale, au S de laquelle on retrouve, toujours entre deux failles, la série intermédiaire en position normale (critères de polarité).

5. Entre le ruisseau de San Valero et Piedrafita, la série noduleuse au Nord vient buter contre la série terminale par l'intermédiaire d'une faille de direction N. 120° E., inclinée vers le Nord. Au S de la série terminale apparaît, cette fois en continuité, la série supérieure, présentant des pendages nord, surmontant par contact stratigraphique la série intermédiaire.

6. Au niveau du ruisseau de Fadas enfin, on retrouve la même disposition qu'au niveau du ruisseau de Villarué malgré le laminage de la série supérieure. En particulier, le contact par faille est très net entre la série terminale gypseuse et le paléozoïque.

Ainsi se trouvent matérialisés les deux flancs d'un dispositif antiforme, apparemment anticlinal. Mais au cœur de cette structure apparaît la série terminale. Il s'agit donc d'un faux anticlinal, mieux d'une *invagination synclinale*, dont les flancs se présentent, au sud, en série normale, et au nord en série inverse. Nous serons conduits à considérer cette invagination à plan axial pendant au Nord comme appartenant à la *charnière d'un pli couché vers le Nord*. Le flanc inverse de ce pli se développe jusqu'au contact anormal de la Casa de Rhins, puisque la série noduleuse se trouve être pratiquement et notamment dans cette région, toujours en continuité avec le conglomérat principal. Cette disposition se trouve confirmée par la présence d'un lambeau de paléozoïque, d'âge carbonifère, affleurant dans le ruisseau de Fadas, à 500 m. environ de ce village, en situation axiale par rapport au pli couché vers le Nord, et en position inverse (pl. IV, coupe 3).

b) bande Nord-Ouest.

A partir de Fadas, la série terminale ne réapparaît plus, mais la série correspondant au flanc nord de la structure antiforme demeure (pl. IV, coupe 4); le flanc sud est partout laminé. On ne revoit le gypse qu'au N-E de Bisaurri et dans le ruisseau d'Urmella, sous le pont qu'emprunte la route de Castejon de Sos à Pont de Suert (pl. IV, coupe 5).

Cette bande nord-ouest est affectée par de très nombreuses failles de plus ou moins grande importance, en général verticales. Les unes, de direction N. 110° à N. 120° E, le plus souvent parallèles à la direction des couches, ont fréquemment pour effet de réduire ou de redoubler la série intermédiaire, mais elles ne peuvent être suivies avec exactitude. Ces failles paraissent être décalées par d'autres cassures de direction N-S, N 50° E et N 165° E.

C) UNITE MERIDIONALE.

Elle est comprise entre la faille du col de Fadas et la bordure crétacée. Le Paléozoïque supporte par contact stratigraphique la série noduleuse à laquelle fait suite, également sans faille, la série intermédiaire. Le contact est le plus souvent très redressé (pl. IV, coupe 2) et offre des figures d'écrasement. La cartographie met en évidence un pli synclinal à plan axial subvertical ou à léger pendage nord, qui se développe entre Renanué et le N E d'Abella et

probablement encore plus à l'Est. Ce pli est affecté de nombreux accidents en particulier des accidents longitudinaux ayant pour effet de laminer le flanc sud ou de répéter le flanc nord (pl. IV, coupe 3).

Ce pli synclinal se complique à la hauteur du méridien de Fadas d'un repli anticlinal (pl. IV, coupe 3), auquel fait suite vers le Sud un nouveau synclinal à plan axial pendant nettement au Nord (pl. IV, coupe 2). Ces plis sont également affectés de failles plus ou moins parallèles à leur direction et traduisant l'importance des accidents longitudinaux. On remarque aussi dans cette zone de nombreux petits accidents transversaux se groupant autour des directions N 160° à N 170° E, N 20° E, N 40° à N 50° E. La chronologie relative de ces accidents est difficile à déterminer. Tout ce qu'il est possible de dire est qu'ils apparaissent tous postérieurs aux accidents de direction N 110° à N 120° E, qu'ils décrochent, et postérieurs pour la plupart au crétacé supérieur, qu'ils affectent. Une région particulièrement fracturée se remarque entre la route de San Feliu et Bisaurri. Ces accidents sont, selon nous, des cassures secondaires à mettre en relation avec l'accident majeur de Bisaurri. Elles ont, comme lui, pour effet d'abaisser vers l'Ouest, en gradins successifs, l'ensemble des structures qui paraissent ainsi s'ennoyer sous le Crétacé.

III. - RÉCAPITULATION ET DISCUSSION

Nous rappelons que dans l'unité septentrionale, nous avons vu, du Nord au Sud, des plis à plan axial à pendage nord et des plis à plan axial à pendage sud (plis rebroussés de Néril en particulier).

Dans l'unité méridionale, on observe un pli synclinal à plan axial vertical suivi au Sud d'un repli anticlinal à plan axial également subvertical et dont l'axe est assez fortement incliné vers l'Ouest. Dans la partie la plus méridionale de cette unité se manifeste un synclinal à plan axial à pendage nord.

Dans l'unité médiane, nous avons mis en évidence une *charnière synclinale invaginée* à plan axial plongeant au nord et un *flanc synclinal inverse* occupant la plus grande partie de cette unité médiane.

Par ailleurs, malgré la discontinuité des affleurements, on peut concevoir que les *niveaux argilo-gypseux* et ophitique, occupant le cœur de la structure antiforme de San Valero - Piedrafita, *se poursuivent*, plus ou moins écrasés et laminés, *sous la masse du flanc inverse de la série médiane*, représentée essentiellement par la série noduleuse, *et se relient aux mêmes niveaux de la zone autochtone*, en particulier ceux de la Casa de Rhins et d'Urmella. La présence d'un véritable coussin de gypse et d'argiles gypseuses pourrait expliquer le fait *que les séries inverses sont peu disloquées.*

1° — CARACTERE SUB-AUTOCHTONE DU MASSIF DE LAS-PAULES.

Ainsi, à la suite de considérations géométriques et structurales, nous proposons d'interpréter le massif de Las Paules comme un pli couché vers le Nord. Certaines observations sont d'ailleurs peu compatibles avec une origine allochtone, septentrionale, de ce massif, pris au sens large, c'est-à-dire comprenant l'unité médiane et la bande paléozoïque de Renanué-Las Paules. En particulier nous noterons avec P. Misch (1934) que le contact par faille entre l'unité médiane et le Paléozoïque est vertical ou à pendage nord.

Des arguments d'ordre stratigraphique viennent plaider également en faveur de l'autochtonie des séries.

a) Ainsi que l'avait déjà souligné P. Misch (1934), le Stéphanien est relativement puissant dans le massif de Las Paules. Or, on « n'en trouve pas le plus petit témoin sur le versant sud de la zone axiale où on pourrait chercher les racines de la nappe ».

De plus, on remarque d'après la carte de P. Misch qu'à l'E de la Ribagorzana, le Stéphanien se superpose normalement au matériel hercynien de la zone axiale et est surmonté par la série intermédiaire. Entre la Ribagorzana et l'Esera par contre, la série noduleuse est absente dans la zone autochtone axiale où la série intermédiaire, probablement transgressive dans ce secteur, repose directement sur le Dévono-Houiller. Par suite, il paraît logique de rattacher l'Autuno-Stéphanien subautochtone du flanc inverse, à une aire de sédimentation méridionale.

b) Par ailleurs, cette série autuno-stéphanienne est le siège de manifestations volcaniques.

Au sud de la bande paléozoïque Renanué - Las Paules, la série est transformée par un volcanisme effusif, des brèches volcaniques y sont très fréquentes, la stratification n'est plus visible. On peut considérer schématiquement que l'on n'y est pas très éloigné d'un centre éruptif. Dans le flanc inverse du pli couché par contre, on observe des « filons-couches » que l'on peut mettre en relation avec l'appareil volcanique précédent.

Si bien que l'on est amené non seulement à rattacher l'unité médiane à l'unité méridionale, mais à considérer que dans l'espace leur position relative a été conservée malgré le plissement, autrement dit, que l'on a affaire à un renversement presque sur place des séries, correspondant à un pli couché vers le Nord.

c) Bien qu'il ne soit pas possible d'observer dans la région étudiée une continuité certaine entre l'unité nord autochtone, l'unité renversée de Las Paules et l'unité sud autochtone, nous rappellerons simplement des analogies de faciès remarquables déjà signalés, entre les séries inverses dans la partie sud du pli couché et les séries normales, redressées, de la zone méridionale (épaisseurs comparables, même succession lithologique), observation qui conduit à considérer ces deux zones comme faisant partie de la même province paléogéographique.

2° — ESSAI D'INTERPRETATION DE LA CINEMATIQUE ET DE LA CHRONOLOGIE DES PLISSEMENTS.

La cartographie et l'analyse tectonique tendent à mettre en évidence plusieurs phases de plissements dont on ne peut donner qu'une chronologie relative.

Postérieurement au dépôt du Permo-Trias et avant le Crétacé supérieur, des cassures se produisent ou rejouent dans le Palézoïque, selon des directions hercyniennes. Certaines de ces cassures forment des blocs ayant la forme de prismes à section triangulaire. Le jeu en touche de piano de ces prismes entraîne des mouvements à composante verticale et horizontale, qui conduisent à un retrait de la couverture permo-triasique qui se plisse. De tels blocs se sont probablement formés au sein du substratum paléozoïque dans la partie sud de l'actuelle unité médiane, alors qu'un horst anticlinal montait au Sud, horst visible actuellement entre Renanué et Las Paules. Les modalités d'un pli couché au nord pouvaient ainsi s'amorcer. Au fur et à mesure du basculement, le flanc normal du dispositif anticlinal s'étire, finit par se rompre. Au Sud, la disposition en plis à plan axial subvertical ou à pendage nord pourrait suggérer un phénomène analogue mais inverse et moins important, se traduisant par un début de déversement au Sud. Le revêtement crétacé cache rapidement ces structures.

La compression de l'ensemble superficiel a été importante et se marque nettement, en particulier entre la série noduleuse et la série intermédiaire, par des phénomènes d'écrasement (route d'Abella). Nous ne pouvons dire si la formation de plis parallèles très serrés, en accordéon, rencontrés à l'intérieur du Paléozoïque de Renanué - Las Paules relève de cette phase de compression.

Au cours de la mise en place de cette structure « en champignon », ou postérieurement, on assiste à un nouveau rejeu de failles hercyniennes. Le synclinorium en série inverse en particulier, se trouve affecté et morcelé en plusieurs compartiments tandis que son extrémité ouest s'engage, à l'W d'Urmella, à la faveur d'un accident subvertical ou à pendage nord, sous les plis les plus méridionaux de la zone axiale. D'une façon générale, le contact anormal limitant au Nord l'unité médiane présente un pendage comparable à celui de l'unité septentrionale, observation qui tend à prouver que les deux unités ont subi les mêmes déformations après la mise en place de l'unité médiane.

Les jalons manquent ensuite, et tout ce qu'il est possible de dire, c'est que, postérieurement au Crétacé supérieur, s'est développée une nouvelle phase cassante en particulier à l'W du col de Fadas, phase au cours de laquelle se serait produit le mouvement principal de l'accident de Bisaurri, jalonné par ailleurs de part et d'autre, par des plis d'entraînement qui traduisent des mouvements relatifs subméridiens, entre le Crétacé supérieur et le Permo-Trias.

Il peut être intéressant de noter à ce sujet que la faille de Bisaurri se situe dans le prolongement de la faille de la Porte d'Enfer mise en évidence par M. Clin (1959) sur la chaîne axiale, faille d'âge postcampanien, qui sépare deux unités tectoniques différentes.

IV. - CONCLUSIONS

Au point de vue tectonique, plusieurs éléments doivent être soulignés :

1) L'ennoyage général vers l'Ouest des structures déversées au Nord comme au Sud.

2) La relative indépendance des structures déversées au Nord vis-à-vis des structures de la zone nord autochtone qui, elles, ne présentent pas d'ennoyage marqué.

3) L'importance des accidents cassants de direction hercynienne, certains de ces accidents étant probablement à l'origine des basculements.

4) L'importance de la faille de Bisaurri, mais dont nous ne pouvons dire si elle a joué un rôle vis à vis de la sédimentation du Crétacé.

Par ailleurs, des considérations, tant stratigraphiques que géométriques et tectoniques, tendent à prouver que l'anticlinal couché vers le Nord est un pli pratiquement formé « in situ ». Le cœur actuel de ce pli est essentiellement occupé par l'Autuno-Stéphanien, mais le *noyau primitif est à rechercher dans l'ensemble du Paléozoïque visible actuellement à l'affleurement entre Renanué et Las Paules.*

Enfin, au S de ce Paléozoïque, on assiste à un début de basculement vers le Sud.

Cette interprétation diverge quelque peu de celles proposées par M. Dalloni, par Ch. Jacob, P. Fallot, G. Astre et R. Ciry et par M. Seguret. Elle recoupe par contre assez étroitement la conception du double déversement de P. Misch. Par ailleurs, nous avons vu que Ch. Jacob, P. Fallot, G. Astre et R. Ciry, soulignant la dualité d'origine des masses primaires entre la Pallaresa et la Ribagorzana, enracinent le massif le plus important (massif d'entre Sègre et Pallaresa) en l'interprétant comme un massif profond poussé au nord contre la zone axiale.

Ces auteurs précisent qu'ils ne trouvent plus de trace de ce massif profond à l'W de la Ribagorzana. Nous serions tenté quant à nous de considérer la bande paléozoïque de Renanué - Las Paules comme le témoin le plus occidental de ce massif profond.

De toute façon, il paraît de plus en plus probable que l'ensemble des anomalies structurales rencontrées dans la zone des Nogueras, ne correspondent pas à un schéma unique et généralisable, mais demandent des interprétations variées de motifs tectoniques semblables en première analyse. Les clefs résident sans doute dans l'examen patient à tous les ordres de grandeur possibles, non seulement des phénomènes tectoniques, mais aussi des phénomènes de sédimentation, les uns éclairant les autres et réciproquement.

BIBLIOGRAPHIE

(1) — ALASTRUE E., ALMELLA A. et RIOS J.-M. (1957). Expl. Mapa geol. de la provincia de Huesca. *Inst. Geol y Min, de Espana*, Madrid, 253 p., 2 cartes géol. 1/50.000^{e} et 1/200.000^{e}.

(2) — BIGOT-ANDRÉ (1964). — L'ennoyage oriental du Massif de la Rhune (Basses-Pyrénées). *D.E.S. Bordeaux*, exempl. ronéo, 28 p., 2 cartes géol. 1/20.000^{e}.

(3) — CARALP J. (1903). — Note sur l'existence du Permien dans les Pyrénées espagnoles *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4e sér., (3), p. 146.

(4) — CARALP J. (1903). — Sur le système permien dans les Pyrénées françaises et espagnoles. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, 137, p. 1008.

(5) — CARALP J. (1903). — Le Permien de l'Ariège, scs divers faciès, sa faune marine. *Bull. Soc. Géol, Fr.*, 4e série, 3, p. 635-650.

(6) — CASTÉRAS M. (1933). — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées Centrales et Orientales. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 37, n° 189, p. 1-515, carte au 1/200.000^{e}.

(7) — CLIN M. (1959). — Etude géologique de la haute chaîne des Pyrénées Centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys. *Thèse Sc. Nancy*, exempl. ronéo, 324 pages, carte au 1/50.000^{e}, 27 pl., 43 fig., et *Mém. B.R.G.M.* n° 27, 1964.

(8) — DALLONI M. (1910). — Etude géologiquc des Pyrénées de l'Aragon. *Thèse Ann. Fac. Sc. Marseille*, T. XIX, 444 p., carte géol. au 1/400.000^{e} et carte tectonique au 1/800.000^{e}.

(9) — DALLONI M. (1911). — Découverte de l'Equisetum arenaceum à la partie supérieure du grès rouge pyrénéen. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, (3), p. 28.

(10) — DALLONI M. (1913). — Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées Centrales). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4) XIII, p. 243-263, carte au 1/300.000^{e}.

(11) — DALLONI M. (1930). — Etude géologique des Pyrénées Catalanes. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, T. XXVI, fasc. III, 373 p., carte géol. au 1/400.000^{e} et carte tectonique au 1/800.000.

(12) — DALLONI M. (1938). — Sur les dépôts permiens des Pyrénées à flore de l'Angaride. *C. R. Acad. Sc. Fr.*, 206, p. 115.

(13) — DELÉPINE G. (1931). — L'âge des schistes de Mondette (Ariège). *C. R. Soc. Géol. Fr.* (5), p. 157.

(14) — JACOB Ch., FALLOT P., ASTRE G. et CIRY R. (1926). — Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées Centrales et Orientales. *C. R. XIVe Congr. internation. Géol.* (Madrid). 2e fasc., p. 335-411, 7 fig., 4 pl. hors texte dont 2 cartes géol. au 1/150.000^{e}.

(15) — JACOB Ch. (1935). — A propos du versant méridional des Pyrénées Centrales. *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, n° 6, 1935, p. 78-80.

(16) — LAMARE P. (1936). — Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. *Thèse Sc. Paris, Mem. Soc. Géol. Fr.*, T. XII, n° 27.

(17) — LAMARE P. (1937). — Structure de la Basse-Navarre aux environs de Bidarray, de Saint-Etienne-de-Baïgorry et des Aldudes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* n° 196, T. XXXIV, 1937, 38, 4 fig.

(18) — Le Trias de la France et des régions limitrophes. *Mem. B.R.G.M.* n° 15, p. 377.

(19) — MALLADA L. (1881). — Description fisico y geologico de la provincia de Hesca. *Mem. Com. Mapa geol. Espana* (carte au 1/400.000e).

(20) — MIROUSE R. (1959). — Sur le « grès rouge » des hautes vallées du Gave d'Aspe et de l'Aragon subordan. *C. R. Acad. Sc.*, T. 248, p. 2361-2363.

(21) — MIROUSE R. (1962). — Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Thèse Sc. Toulouse*, exempl. ronéo 664 p., 135 fig., 16 pl. photos, 2 cartes géol. au 1/50.000e.

(22) — MISCH P. (1934). — *Beit. Geol. Westl. Mediter.* n° 13, Berlin 1934 et *Trad. Notas Com. Inst. Geol Min. Espana* n° 14, p. 7-180 (1945).

(23) — ROUSSEL J. (1904). — Tableau stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Serv. carte géol. Fr.* n° 97.

(24) — SÉGURET M. (1964). — Sur le style en têtes plongeantes des structures pyrénéennes de la zone des Nogueras (versant sud des Pyrénées Centrales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 5. 259, p. 2895-2898.

(25) — SITTER (L.U. de), ZWART H.J. (1962). — *Leidse geol. Meded.* D. 26, p. 1-50.

(26) — VAN DER LINGEN G.J. (1960). — Geology of the spanisch Pyrenees, North of Canfranc. *Estudios geologicos*, vol. XVI, pp. 205-242. Instituto « Lucas Mallada », C.S.I.C. Espana.

(27) — VIRGILI C. (1958). — El Triasico de los Catalanides. *Boletin del Instituto geologico y minero de Espana*, Tomo LXIX, Madrid.

(28) — VIRGILI C. (1960). — The sedimentation of Permotriasic formations in the Pynees. *C. R. 21e sess. Cong. géol. int.*, Copenhague. Vol. of abstracts, p. 251.

TABLES DES MATIÈRES

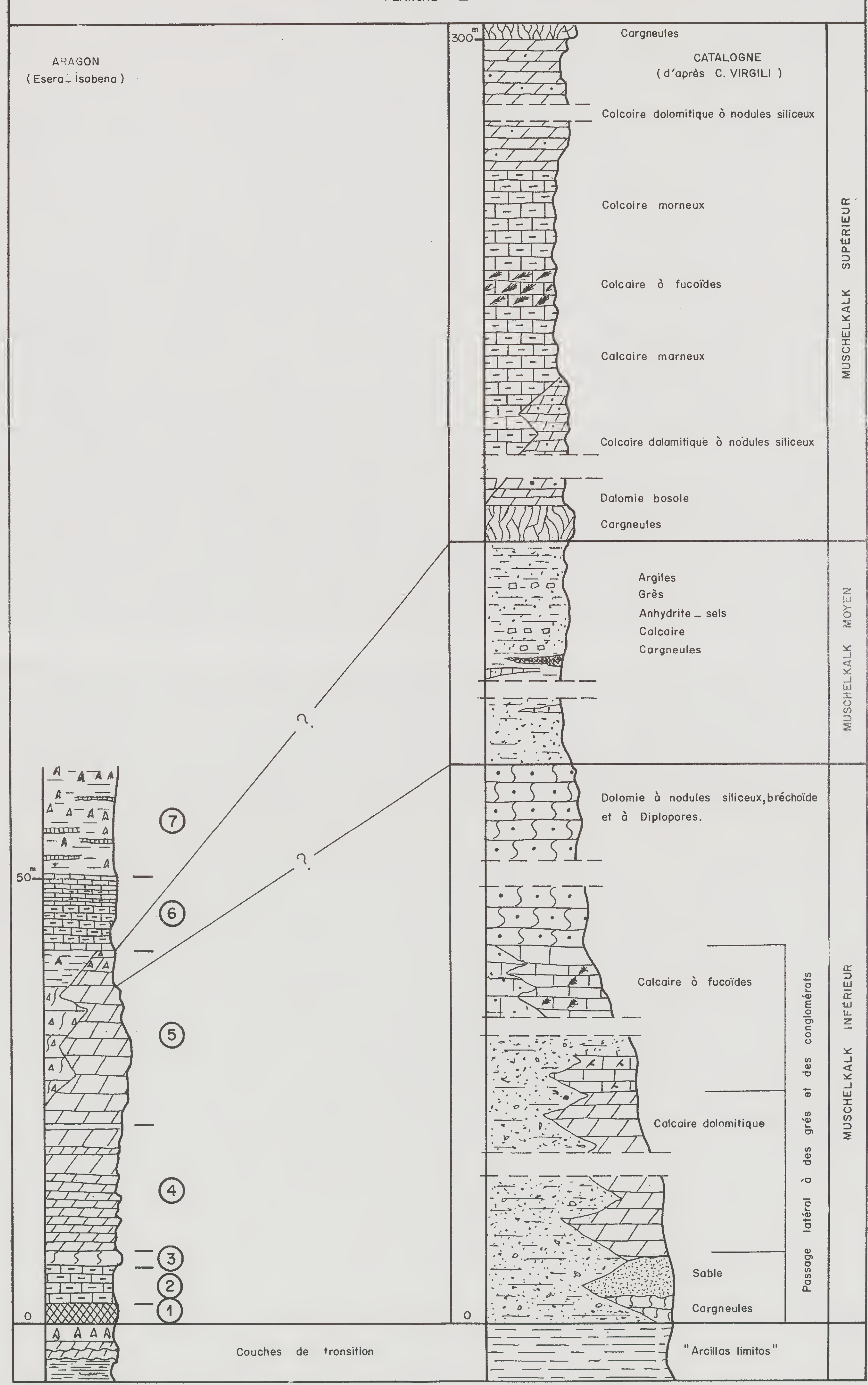
ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 12 AVRIL 1966
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX

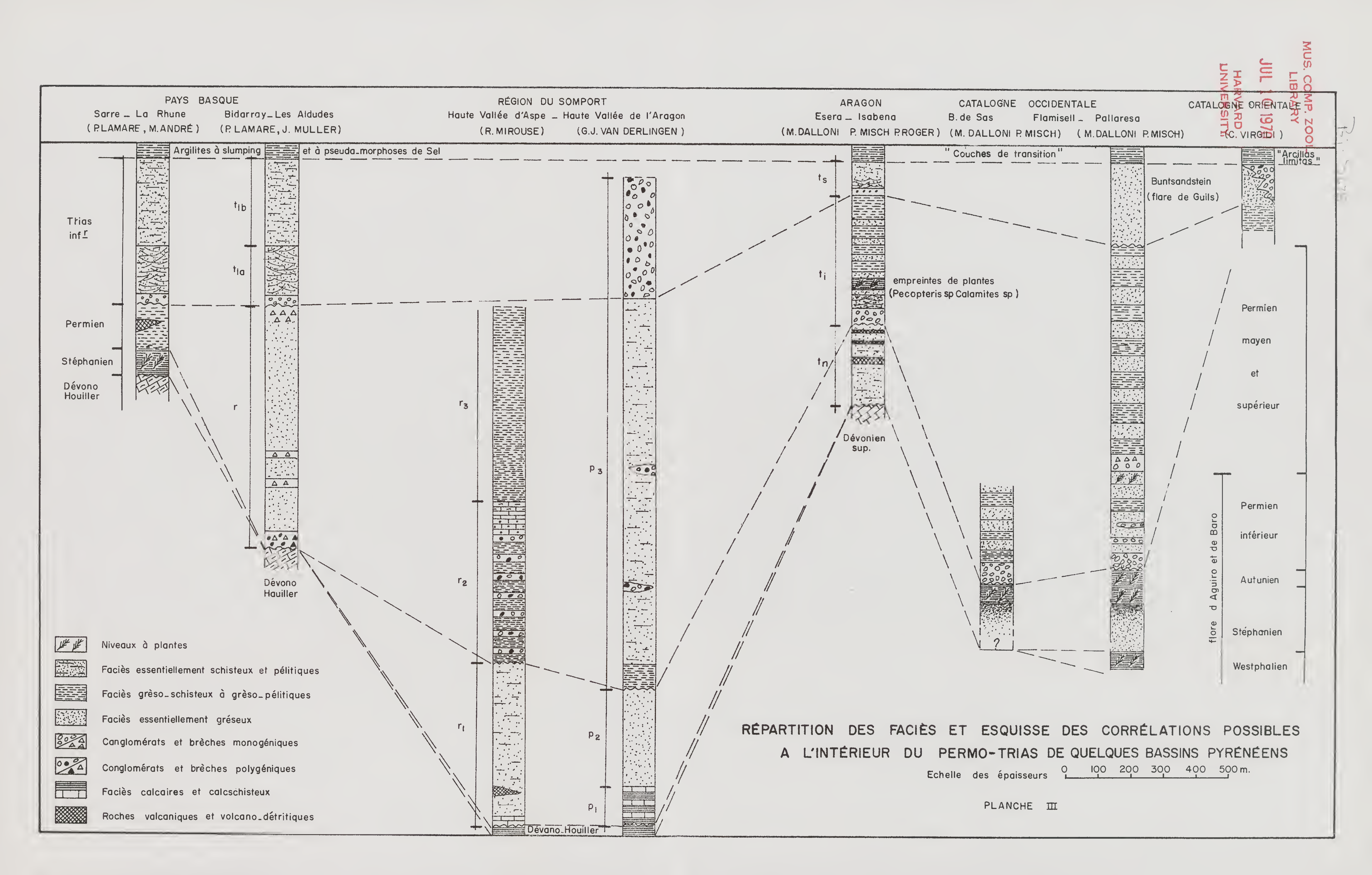
Dépôt légal 2e trimestre 1966

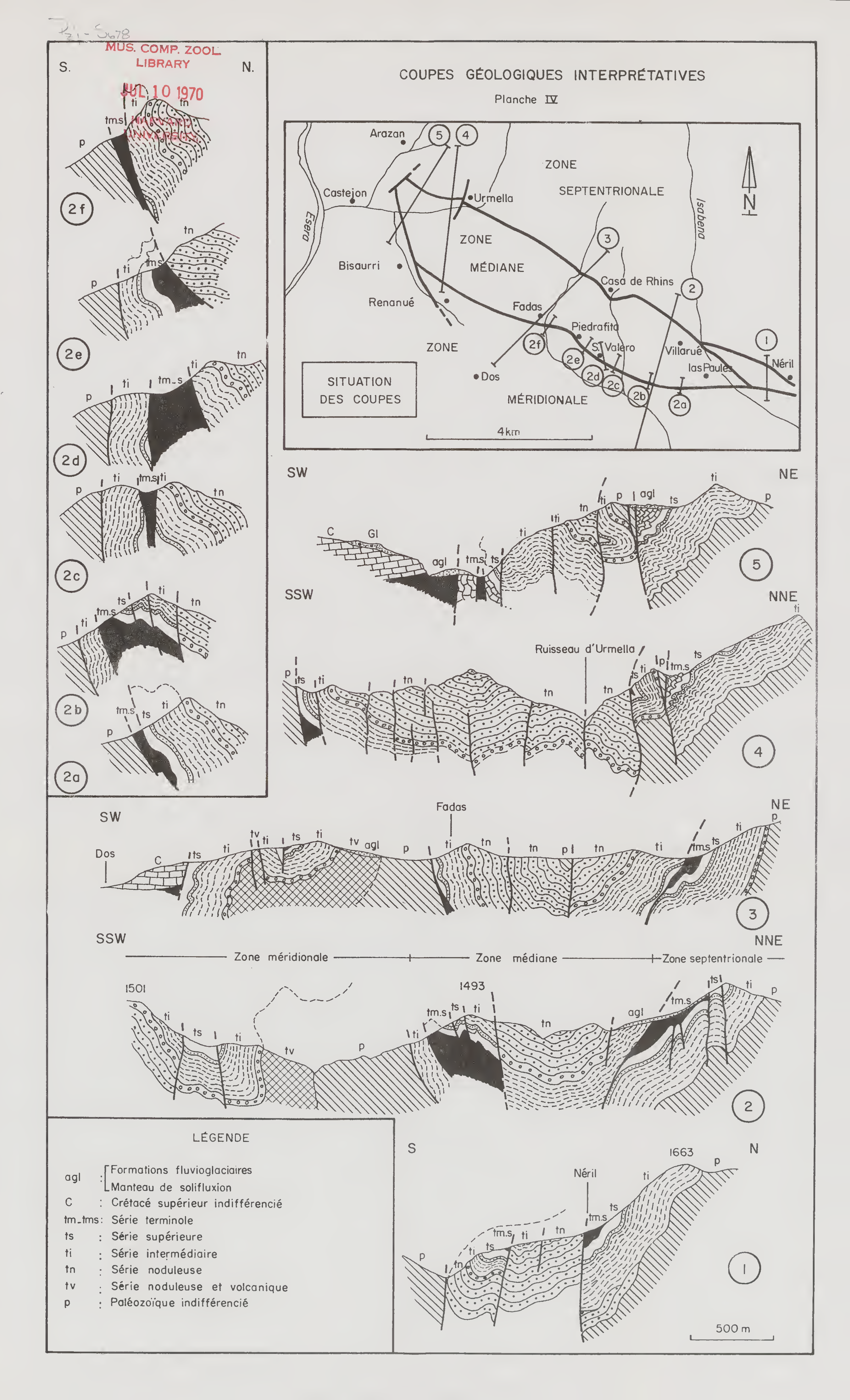
STRATIGRAPHIE SOMMAIRE

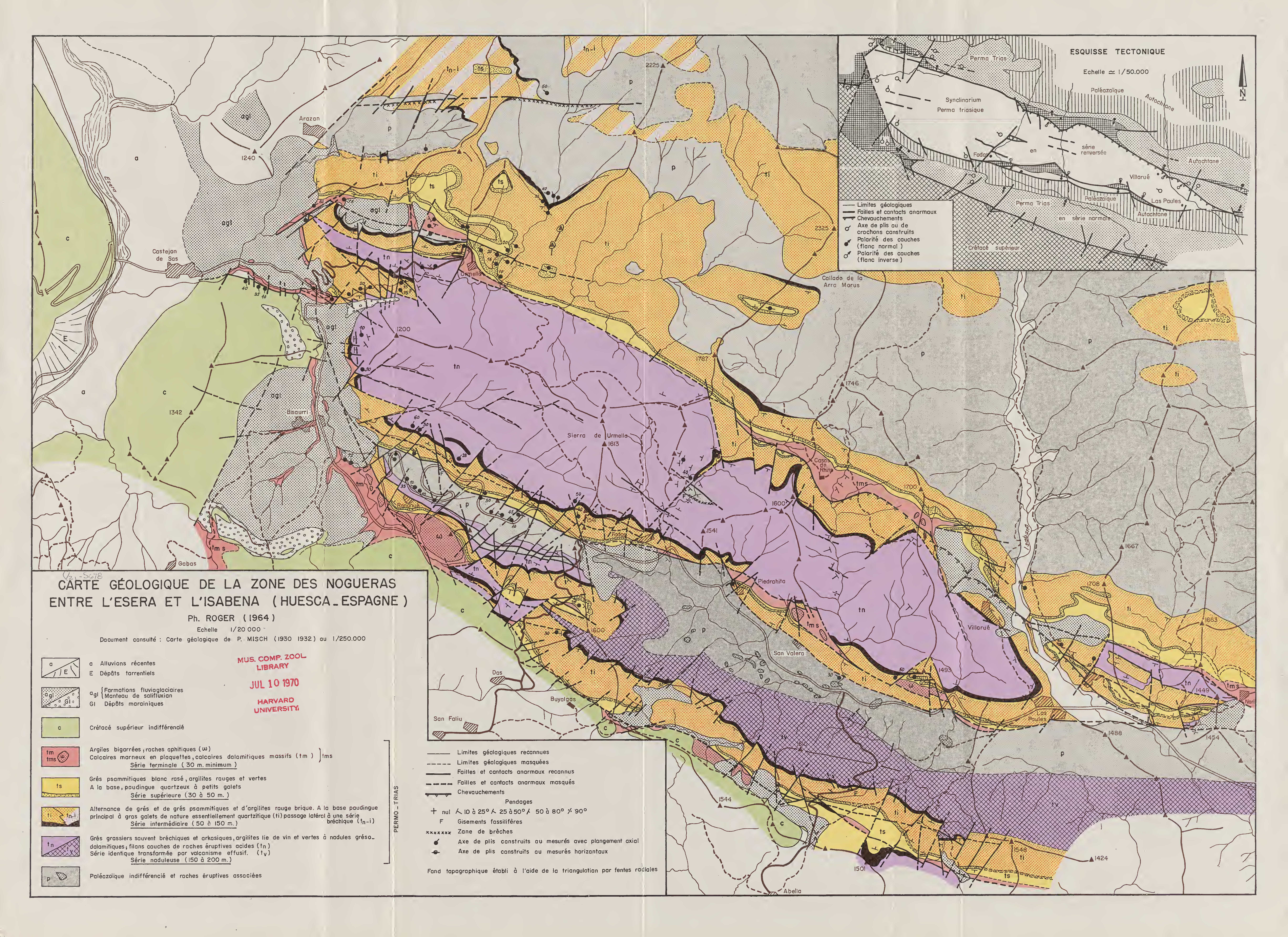
PLANCHE I

			DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	FOSSILES	OBSERVATIONS SÉDIMENTOLOGIQUES	CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES
Couches de transit.						
BUNTSANDSTEIN	Série supérieure		Argilites, pélites et grès pélitiques rouge brique à passées vertes. Grès à grains grossiers blanc rosé à vert. Pélites rouge brique, schisteuses. Poudingue quartzeux à petits galets arrondis (2 cm en moyenne)	Azoïque	Stratificotion oblique Ripple morks. Traces de gouttes de pluie	
SAXONIEN	Série intermédiaire	300 m 200 m	Alternance de niveaux gréseux pseudo-psammitiques, généralement friables, de couleur rauge brique à blanc rosé, et de niveaux pélitiques et argilo-pélitiques micacés rouge brique. Argilite rouge brique. Grès à grains grossiers, blanc rosé, psammitique, résistont. Passage sans surface de stratificatian à un paudingue plus ou moins polygénique aū daminent les galets de quartzite (1 à 30 cm.)	Empreintes de diverses Filicales (Pecopteris) et d'Equisetales	Stratifications entrecroisées dans les grès. Figures de courant. Figures de slumping. Stratifications entrecroisées. Ripple marks. Galets du poudingue avec impressions et marques de chacs.	Groins de quartz très généralement anguleux. Classement hétérogène. Grains de quartz fréquemment arrondis. Classement relotivement homogène.
AUTUNO_STEPHANIEN	Série noduleuse	100 m	Pélites rauge violacé, lie de vin, avec abandants nodules bruns. Roche volcanique. Alternance plus ou moins régulière de bancs de grès, blanc gris à vert, à grains moyens ā fins, et de pélites gréseuses et orgileuses micacées, lie de vin et vertes. Nadules bruns. Microbrèches polygéniques. Lentilles grés-dolomitiques. "Filon couche" de roche volcanique blanc brun à vialacé, d'aspect rhyolithique Alternance irrégulière de brèches polygéniques (quartz, calcaire, grés, schistes) à ciment grésa-ferrugineux, à éléments généralement anguleux (3 cm. en moyenne), de grès à grains grossiers et de pélites schisteuses versicolores.	Azoïque	Sédimentation régulière. Traces de gouttes de pluie fréquentes sur les grès. Sédimentotion troublée (variations latérales brutales, séquences granulométriques incomplètes, tronquées, berceaux de stratification présentant toutes les directions), et irrégulière (rayon de courbure des berceaux de stratification d'échelle trés variable, centimétrique à métrique)	Nadules de nature grésa-dolomitique. Tuf volcano-détritique Les grès présentent des quartz anguleux, des minéraux phylliteux abandants, des feldspaths altérés, de lo calcite secondaire. Tuf volcano-détritique.
STÉPHANIEN ?			Grès vert et schistes noirs.	Cardiocarpus sp.		
DÉVONIEN SUPÉRIEUR						


STRATIGRAPHIE COMPARÉE DU TRIAS MOYEN EN ARAGON ET EN CATALOGNE
PLANCHE II
ARAGON
(Esera _ Isabena)
50m
0
7
6
5
4
3
2
1
?
?
Couches de transition
300m
0
Cargneules
CATALOGNE
(d'après C. VIRGILI)
Calcaire dolomitique à nodules siliceux
Calcaire marneux
Calcaire à fucoïdes
Calcaire marneux
Calcaire dolomitique à nodules siliceux
Dolomie basale
Cargneules
Argiles
Grès
Anhydrite _ sels
Calcaire
Cargneules
Dolomie à nodules siliceux, bréchoïde et à Diplopores.
Calcaire à fucoïdes
Calcaire dolomitique
Sable
Cargneules
"Arcillas limitos"
Passage latéral à des grés et des conglomérats
MUSCHELKALK SUPÉRIEUR
MUSCHELKALK MOYEN
MUSCHELKALK INFÉRIEUR


PAYS BASQUE
Sarre _ La Rhune
(P.LAMARE , M.ANDRÉ)
Bidarray _ Les Aldudes
(P. LAMARE , J. MULLER)
RÉGION DU SOMPORT
Haute Vallée d'Aspe _ Haute Vallée de l'Aragon
(R. MIROUSE)
(G.J. VAN DERLINGEN)
ARAGON
Esera _ Isabena
(M.DALLONI P. MISCH P.ROGER)
CATALOGNE OCCIDENTALE
B. de Sas
(M. DALLONI P. MISCH)
Flamisell _ Pallaresa
(M. DALLONI P. MISCH)
CATALOGNE ORIENTALE
(C. VIRGILI)
Argilites à slumping
et à pseuda_morphoses de Sel
" Couches de transition "
"Arcillas limitas"
Trias infr
Permien
Stéphanien
Dévono Houiller
t_{Ib}
t_{Ia}
r
Dévono Hauiller
r_3
r_2
r_1
p_3
p_2
p_1
Dévano_Houiller
t_s
t_i
t_n
empreintes de plantes
(Pecopteris sp Calamites sp)
Dévonien sup.
Buntsandstein
(flare de Guils)
?
Permien
mayen
et
supérieur
Permien
inférieur
Autunien
Stéphanien
Westphalien
flore d Aguiro et de Baro
Niveaux à plantes
Faciès essentiellement schisteux et pélitiques
Faciès grèso_schisteux à grèso_pélitiques
Faciès essentiellement gréseux
Canglomérats et brèches monogéniques
Conglomérats et brèches polygéniques
Faciès calcaires et calcschisteux
Roches valcaniques et volcano_détritiques
RÉPARTITION DES FACIÈS ET ESQUISSE DES CORRÉLATIONS POSSIBLES
A L'INTÉRIEUR DU PERMO-TRIAS DE QUELQUES BASSINS PYRÉNÉENS
Echelle des épaisseurs
0 100 200 300 400 500 m.
PLANCHE III


COUPES GÉOLOGIQUES INTERPRÉTATIVES
Planche IV
SITUATION DES COUPES
ZONE SEPTENTRIONALE
ZONE MÉDIANE
ZONE MÉRIDIONALE
Arazan
Castejon
Urmella
Esera
Isabena
Bisaurri
Renanué
Fadas
Casa de Rhins
Piedrafita
S. Valero
Villarué
las Paules
Néril
Dos
4 km
N
S.
N.
SW
NE
SSW
NNE
Ruisseau d'Urmella
Fadas
Dos
Zone méridionale
Zone médiane
Zone septentrionale
1501
1493
1663
Néril
500 m
LÉGENDE
agl : Formations fluvioglaciaires
Manteau de solifluxion
C : Crétacé supérieur indifférencié
tm_tms: Série terminale
ts : Série supérieure
ti : Série intermédiaire
tn : Série noduleuse
tv : Série noduleuse et volcanique
p : Paléozoïque indifférencié


CARTE GÉOLOGIQUE DE LA ZONE DES NOGUERAS
ENTRE L'ESERA ET L'ISABENA (HUESCA_ESPAGNE)
Ph. ROGER (1964)
Echelle 1/20 000
Document consulté : Carte géologique de P. MISCH (1930 1932) au 1/250.000
a Alluvions récentes
E Dépôts torrentiels
agl {Formations fluvioglaciaires / Manteau de solifluxion
Gl Dépôts morainiques
c Crétacé supérieur indifférencié
Argiles bigarrées ; roches ophitiques (ω)
Calcaires marneux en plaquettes, calcaires dolomitiques massifs (tm) } tms
Série terminale (30 m. minimum)
Grés psammitiques blanc rosé, argilites rouges et vertes
A la base, poudingue quartzeux à petits galets
Série supérieure (30 à 50 m.)
Alternance de grés et de grés psammitiques et d'argilites rouge brique. A la base poudingue principal à gros galets de nature essentiellement quartzitique (ti) passage latéral à une série bréchique (tn-i)
Série intermédiaire (50 à 150 m.)
Grés grossiers souvent bréchiques et arkosiques, argilites lie de vin et vertes à nodules gréso-dolomitiques ; filons couches de roches éruptives acides (tn)
Série identique transformée par volcanisme effusif. (tv)
Série noduleuse (150 à 200 m.)
PERMO_TRIAS
Paléozoïque indifférencié et roches éruptives associées
MUS. COMP. ZOOL. LIBRARY
JUL 10 1970
HARVARD UNIVERSITY
V21-5678
Limites géologiques reconnues
Limites géologiques masquées
Failles et contacts anormaux reconnus
Failles et contacts anormaux masqués
Chevauchements
Pendages
nul 10 à 25° 25 à 50° 50 à 80° 90°
F Gisements fossilifères
Zone de brèches
Axe de plis construits ou mesurés avec plongement axial
Axe de plis construits ou mesurés horizontaux
Fond topographique établi à l'aide de la triangulation par fentes radiales
ESQUISSE TECTONIQUE
Echelle ≃ 1/50.000
N
Perma Trias
Synclinarium
Perma triasique
Paléozoïque
Autochtone
en
série renversée
Fodos
Villarué
Las Paules
Perma Trias
en série normale
Crétacé supérieur
Limites géologiques
Failles et contacts anormaux
Chevauchements
Axe de plis ou de crochons construits
Polarité des couches (flanc normal)
Polarité des couches (flanc inverse)
Esera
Arazan
Castejon de Sos
Bisaurri
Gabas
Urmella
Sierra de Urmella
Cailado de la Arra Morus
Piedrahita
San Valero
Villarué
Das
Buyalgas
San Faliu
Las Paules
Abella
Isabena
2225
2325
1240
1200
1342
1787
1746
1613
1600
1541
1700
1667
1708
1663
1449
1454
1488
1493
1544
1548
1501
1424

TOME 102 1965 Série B - N° 6

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

LE CONTACT MÉRIDIONAL DU MASSIF GRANITIQUE DE CAUTERETS :

Traits généraux et particularités structurales

M. CLIN et J.-P. BEZANÇON
Laboratoire de Géologie
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TO

A

Ca
to,
de
qu
tig
R
le.
l'e

di
s'
él
ne
J.
pl
DI
ço

d'
sé
p.

TOME 102 1965 SÉRIE B N° 6

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 MAI 1965

Le contact méridional du massif granitique de Cauterets :

Traits généraux et particularités structurales

par Michel CLIN et Jean-Pierre BEZANÇON

Laboratoire de Géologie

Faculté des Sciences de Bordeaux

La connaissance actuelle du massif granitique de Cauterets procède essentiellement des travaux cartographiques de A. Bresson (1re édition de la feuille de Luz au 1/80 000, 1905), de l'étude pétrographique de P. Urbain (1938), ainsi que de données stratigraphique et structurales détaillées réunies par R. Mirouse (1962 a) dans son travail de thèse, sur les marges occidentale, septentrionale et orientale de l'ensemble cristallin.

Les régions où l'on peut étudier le contact méridional du massif sont d'un accès difficile, car il s'agit souvent de crêtes découpées ou de sommets élevés. Des études géologiques ont cependant été menées récemment, soit dans les parages mêmes par J.-M. Rios (Massif de Panticosa, 1957 à 1960), soit plus au Sud (J.-E. van Landewijk, 1960, G.-J. van der Lingen, 1960, H. Wensink, 1961, J.-P. Besançon, 1964).

Nous nous proposons ici d'examiner les relations d'ordre structural entre les roches granitiques et les séries encaissantes, qu'il s'agisse de contacts pétrographiques normaux ou de contacts tectoniques, existant suivant la limite méridionale du massif, telle qu'elle peut être atteinte depuis le versant français. Ces observations seront complétées de remarques faites dans les hautes vallées tributaires du rio Gallego (Aguas Limpias, Pondillos, région du port du Marcadau). Dans toute cette région, la proximité du granite est la cause de déformations et de transformations des roches encaissantes, ayant entraîné, dans un rayon de plusieurs kilomètres, la disparition quasi totale des fossiles. L'identification stratigraphique des formations non granitiques repose ainsi nécessairement sur la comparaison des caractères lithologiques entre horizons sédimentaires déformés ou transformés et horizons intacts, et sur l'établissement de continuités latérales avec les terrains repérés stratigraphiquement dans les régions voisines, à la suite des travaux fondamentaux de A. Bresson (1903, 1906), M. Dalloni (1910) et R. Mirouse (1960, 1962 a).

Avant de rendre compte des observations tectoniques, nous donnerons quelques indications sur la distribution des formations sédimentaires et cristallines rencontrées.

DISTRIBUTION DES FORMATIONS

I. - LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Les formations sédimentaires du versant méridional du massif de Cauterets appartiennent au Dévonien et au Carbonifère. Elles sont rapportées par Bresson à sa « bande de Gèdre-Pragnères ». Les problèmes relatifs à la stratigraphie de la Zone primaire axiale, à l'Ouest du gave de Pau, ont été traités récemment de façon magistrale par R. Mirouse. C'est principalement au travail exhaustif de cet auteur et à ses discussions si nuancées que nous sommes conduits à nous référer pour justifier les assimilations stratigraphiques proposées.

A) — LES TERRAINS DEVONIENS

Dans la Zone primaire axiale des Pyrénées centrales et occidentales, les auteurs, et notamment A. Bresson, ont établi la distinction entre un Dévonien inférieur « schisteux » et un Dévonien moyen et supérieur « calcaire ». Ces qualificatifs s'appliquent en effet, dans l'ensemble de la région, aux traits dominants des formations considérées. Toutefois, d'importantes variations locales, liées aux péripéties de l'histoire paléo-géographique, sont à prendre en considération. C'est ainsi qu'ont été récemment reconnues, dans les Pyrénées luchonnaises, les Pyrénées des Gaves et jusque dans les régions qui nous intéressent ici, d'épaisses formations calcaires d'âge éodévonien probable (Clin et Mirouse, 1963). Certains des calcaires du Vignemale, par exemple, paraissent bien appartenir à cet ensemble (Mirouse, 1962 a). D'autre part, la persévérance, jusqu'au Frasnien et au Famennien inférieur, du régime de sédimentation détritique du Dévonien inférieur (« série du pic Lariste ») a été mise en évidence par R. Mirouse, notamment dans la haute vallée de Brousset, à l'Ouest de la région considérée ici.

Les délimitations lithologiques que l'on est souvent conduit à utiliser dans la Zone primaire axiale des Pyrénées, et qui sont les seules possibles sur la frange méridionale du massif de Cauterets, ne sauraient constituer qu'un pis-aller au regard des critères biostratigraphiques applicables ailleurs. A ce sujet, nous rappellerons la nuance exprimée par R. Mirouse (1962, Chap. IV), relativement à la position, mal définie dans l'échelle stratigraphique, de la coupure qui sépare les formations principalement détritiques de la partie inférieure du Dévonien et les formations calcaires sus-jacentes.

Ces réserves étant faites, nous caractériserons, sur la base de considérations principalement géométriques, le *Dévonien inférieur* des régions bordant au Sud le massif de Cauterets par une relative uniformité latérale des faciès. Ceux-ci sont essentiellement gréso-pélitiques, tout comme au lac Bernatoire (Bresson, 1903, p. 59), dans le haut Ara (Bresson, 1903, p. 58), dans les vallées de Cestrède, Aspé, Estom-Soubiran (Mirouse, 1962 a, p. 135) ou dans la région nord-orientale du pic de Sesques (Mirouse, p. 123). Il s'agit principalement de quartzites et pélites, habituellement exempts ou presque d'intercalations carbonatées. Leur teinte est sombre, noire ou rougeâtre, et devient rouge sombre en masse dans l'auréole du granite. La patine rouille est fréquente.

Les rares intercalations de calcaires sont minces et discontinues, plus ou moins pures, à l'exception d'une puissante assise de calcaires blancs, souvent marmorisés, localement interstratifiés de pélites et de quartzites, ces derniers pouvant dessiner souvent des rubannements caractéristiques de la stratification et révélateurs des déformations mineures de l'assise. L'épaisseur totale de cette assise peut atteindre plusieurs centaines de mètres. R. Mirouse range dans le Dévonien inférieur, pour des raisons géométriques, les puissants horizons calcaires qui apparaissent au Pont des Neiges, dans la vallée d'Ossoue. Il semble que l'on puises admettre, avec les réserves qui s'imposent puisqu'on ne dispose que d'arguments d'ordre géométrique, la présence de formations identiques en d'autres régions. Elles existent ainsi dans le Luchonnais (Clin, 1959), superposées, à peu de distance, aux schistes carburés gothlandiens, et probablement tout au long de la bande de Gèdre-Pragnères. Les calcaires de la vallée d'Ossoue participent à l'architecture du Grand Pic de Tapou, du Pic de Montferrat, du Vignemale (R. Mirouse). On les retrouve au grand Pic d'Aratille. Ce sont eux qui, nous le pensons, participent à l'ossature du Gran Alto de Pondiellos (« Grand Pic de Piedrafita »), et sans doute des sommets d'Argualas et d'Arualas (Fig. 1).

Dans la région occidentale du territoire étudié, l'extension des faciès calcaires du Dévonien inférieur paraît beaucoup plus limitée.

Les importantes variations régionales de faciès, dans le *Dévonien moyen* et le *Dévonien supérieur*

des Pyrénées centrales et occidentales, qui se manifestent dès le Luchonnais (Clin, 1959), ont été minutieusement étudiées, à l'Ouest du Gave de Pau, par R. Mirouse, (op. cit.). L'individualisation de faciès particuliers, à l'Ouest, au Nord, à l'Est et au Sud-Est du massif de Cauterets ressort clairement des figurations cartographiques de cet auteur (fig. 39 à 41). Les observations dont nous rendons compte ici complètent celles-ci localement en convergeant avec elles.

Rappelons que dans la région du pic Blanc et de Gabiet, R. Mirouse, après Bresson et Dalloni, reconnaît, au-dessus des formations détritiques à faune emsienne du Lac Bernatoire, une série calcaire de 300 à 400 m. Des formations identiques s'étendent dans divers secteurs du haut gave de Brousset et dans la vallée d'Aspe. Des formations comparables ont été reconnues plus au Sud par H. Wensink et G.-J. van der Lingen.

Entre les zones précitées et la marge méridionale du massif granitique, s'étend une région où le Dévonien moyen et supérieur présente des caractères différents. On les comparera à ceux qu'a reconnus R. Mirouse, d'une part sur les crêtes de Lurien et d'Estibère et dans le versant nord-oriental du pic de Sesques, d'autre part dans les vallées de Cestrède, Aspé et Estom-Soubiran, ainsi qu'aux « barégiennes » signalées par H. Wensink dans le secteur de Campo Plano (1961, p. 24) : il s'agit essentiellement d'un ensemble calcaire mince (moins de 100 m) présentant des assises en dalles à grain fin, d'aspect zoné, très souvent rubanées de minces lits silicieux. La présence de minerai de manganèse au sommet de la série est caractéristique du Dévonien supérieur, comme dans d'autres parties de la Zone primaire axiale, sans qu'il soit possible de fixer, ici plus qu'ailleurs, faute d'argument paléontologique, l'âge précis de ces formations.

Les calcaires à texture griotte ne sont représentés que localement. On sait que les aires d'extension de ce faciès dans la zone primaire axiale sont limitées (Clin et Mirouse, 1963). A la périphérie du massif de Cauterets, les griottes disparaissent dans la haute vallée de Brousset (région de Tourmont, pic d'Ouradé), au Sud-Ouest de Cauterets (vallée de la Paladière) et aux environs de Saint-Sauveur (R. Mirouse).

Ainsi, le Dévonien moyen et supérieur calcaire présente-t-il sur toute la périphérie du massif de Cauterets une constance de faciès remarquable. Sur le versant méridional du massif, les calcaires rubanés, souvent déformés, sont cependant toujours identifiables, même en enclaves dans le massif cristallin, car la disposition des alternances originellement silicieuses et carbonatées est alors respectée par l'endomorphisme. Les premières renferment grenats et pyroxènes calciques, épidote et idocrase, les carbonates étant largement recristallisés.

B) — LES TERRAINS CARBONIFERES

Selon R. Mirouse (p. 227) : « la région où se situent les massifs granitiques médians de Cauterets et des Eaux Chaudes a vu, à la période carbonifère, la sédimentation débuter seulement avec le dépôt de la série transgressive des quartzites de Sia ». Cette épaisse série (4 à 500 m.), dont la composition lithologique caractéristique est assez uniforme jusque dans les Pyrénées centrales, est représentée dans la région de Gavarnie par un ensemble de quartzites verts en banc épais, de grès et pélites, dans lequel on peut discerner divers caractères séquentiels (granoclassement rythmique). En plusieurs points situés sur le versant sud de la chaîne, M. Dalloni a recueilli des flores caractéristiques et R. Mirouse est conduit, dans la région qui nous intéresse, à la rapporter au Westphalien (p. 275).

Ainsi, ce dernier auteur at-il pu reconnaître l'existence de la transgression de la série houillère, fait que les observations de Bresson (1903, p. 130, 131) laissaient pressentir sans que celui-ci ait explicitement rapporté au Carbonifère supérieur les formations détritiques de la partie la plus élevée de la série qu'il avait reconnue.

En outre, R. Mirouse a remarquablement illustré la répartition géographique des faciès du Carbonifère : les variations de faciès essentielles se manifestent selon une auréole périphérique au massif de Cauterets et, plus localement, au massif des Eaux Chaudes. Tel est le cas de la série de Sia, reconnue à l'Ouest, au Nord, Nord-Est et au Sud-Est du massif de Cauterets.

Sur le versant méridional du massif, on rencontre la série de Sia bien caractérisée dans la haute vallée de Cestrède (R. Mirouse), ainsi que dans les hautes vallées tributaires du rio Gallego, notamment dans le vallon montant au Collado de Los Musales (SW du lac Darré-Spumous) et aux environs du lieu-dit « Las Neufontanas » (Neufoulanas de la carte au 1/25.000, feuille de Gavarnie, coupure 1-2). Dans ces dernières localités, la série de Sia est en contact avec des assises d'âge carbonifère inférieur, identiques à celles qui ont été décrites par R. Mirouse dans la haute vallée du Gave de Brousset. On y rencontre, en particulier, un ensemble dont les faciès, calcaires à joints phylliteux à aspect de griottes, calcaires en dalles, brèches à éléments calcaires, rappellent de manière frappante la série dont la partie supérieure a été rapportée par cet auteur au Viséen terminal ou à la base du Namurien (p. 237).

II. - LES ROCHES PLUTONIQUES

Les analyses de P. URBAIN (1938) donnent une image de la répartition des principales roches plutoniques représentées dans le massif. Selon cet auteur, ce sont : un granite calcoalcalin, porphyroïde, qui occupe le centre du massif et son extrémité occidentale, jusque dans la région du lac d'Artouste, un granite riche en plagioclases et en hornblende, pauvre en feldspaths alcalins, qui remplace le granite calcoalcalin à l'Est d'une ligne méridienne joignant le lac d'Illeou au Vignemale, une diorite quartzifère dans la région du Vignemale. Dans les régions situées au Nord et au Sud de la large bande de granite calcoalcalin, au lac d'Ileou, ainsi que dans le massif de Panticosa, le type calcoalcalin se charge de hornblende, les éléments blancs restant identiques à eux-mêmes. Enfin, on rencontre localement quelques roches de type particulier : granites hyperalcalins ou hyperacides, ainsi que des faciès pegmatoïdes.

J.E. van LANDEWIJK, (1960), dans le massif de Panticosa, a reconnu la présence dominante des granodiorites et des diorites quartziques, avec épidote, biotite, minerais, hornblende, tourmaline en proportions variables.

Sans prétendre apporter une contribution à l'étude exhaustive du massif, qui relève d'un démarche de longue haleine, et différente de la nôtre, nous pouvons, à l'aide des résultats d'analyse modale sur les échantillons prélevés au cours du présent travail, avancer les remarques suivantes, principalement relatives aux roches de la bordure méridionale du corps cristallin :

1° Si les types pétrographiques évoluent effectivement vers le Nord et vers le Sud du massif, dans le sens d'une basicité croissante, on peut considérer que c'est, en fait, non pas seulement la région du Vignemale, mais toute la bordure méridionale du massif qui est occupée par des granodiorites et des diorites quartziques, et ceci depuis le Sud du lac d'Artouste, en passant à l'aval du lac de Darré-Spumous, le haut Marcadau, la région d'Estom-Soubiran et celle du lac de Cestrède. L'aspect zoné de la répartition des faciès sédimentaires autour du massif paraît ainsi, dans une certaine mesure, converger avec celui des formations cristallines, au moins dans la partie méridionale du massif.

2° La hornblende paraît sélectivement présente aux environs des localités où, soit en enclaves, soit dans les formations encaissantes, apparaissent les faciès carbonatés calciques (calcaires éodévoniens, calcaires rubanés), quel que soit le type pétrographique défini par les éléments blancs (Soussouéou : granite calcoalcalin - Arrémoulit : granodiorite - W du Pont d'Espagne, lac de Cestrède, port du Marcadau : diorite quartzique).

3° L'existence de types particuliers, alcalins ou hyperacides, paraît moins exceptionnelle que ne le signale P. URBAIN. On en rencontre notamment au lac de Hount-Hérède (type hyperacide) et au Pla de Loubosso (S-W du Marcadau, type hyperalcalin). Les prélèvements effectués ne permettent cependant pas de préciser si cette répartition répond, comme celle des granodiorites et des diorites quartziques, à une certaine ordonnance par rapport aux limites du massif et aux structures encaissantes. C'est ce qu'une analyse pétrographique systématique devra rechercher, en raison de l'importance théorique que l'on doit accorder à l'étude d'une telle répartition.

TECTONIQUE

I. - ESSAI DE RECONSTITUTION DES STRUCTURES MAJEURES

Les structures identifiables sans discussion dans les parages méridionaux du massif de Cauterets sont d'une part, à l'Ouest, les ensembles plissés de la crête pic d'Ouradé-col de Sobe, intéressant des formations dévoniennes (série du pic Lariste, calcaires griottes) et carbonifères (lydiennes, calcaires viséo-namuriens, série de Sia) et, d'autre part, à l'Est, l'aire synclinale d'Estom-Soubiran, impliquant pélites éodévonniennes, calcaires rubanés, série de Sia (R. Mirouse, p. 505). Cette aire est voisine de l'édifice du massif du Vignemale, dont l'ossature correspond très vraisemblablement, schématiquement, à un seul repli anticlinal (op. cit. p. 509). Entre les deux régions où apparaissent ainsi des plis assez aisément identifiables et d'ordre de grandeur cartographique, existent des formes structurales plissées multiples et variées, orientées dans leur ensemble N 100 à 110° E et susceptibles, comme nous allons le voir, de présenter divers plongements axiaux. A l'échelle de la carte, les contacts du massif cristallin recoupent les plis. Les horizons formant ceux-ci sont par places conservés au sein du granite et nous y avons recherché le prolongement des structures mises en évidence hors du corps cristallin. Les meilleurs repères, que nous avons largement utilisés, sont les horizons carbonatés, calcaires éodévoniens et calcaires rubanés.

Immédiatement à l'Ouest du massif du Vignemale, au-delà de la haute vallée du rio Ara, les structures sont, dans leur ensemble, isoclinales et déversées vers le Sud. Ainsi apparaît, sur la crête frontière, le Grand Pic d'Aratille, dont la masse est essentiellement constituée de formations de calcaires cristallins que nous rapportons, pour des raisons d'analogie lithologique et de puissance, aux horizons éodévonients identiques du Vignemale.

A l'Ouest du massif cristallin de Panticosa, les plis de détail sont soulignés, non seulement par les horizons calcaires, mais par les quartzites et cornéennes des séries voisines. Les calcaires forment dans l'ensemble des plis de style souple, tandis que les quartzites, en strates d'épaisseur constante, s'ordonnent selon des plis en chevrons. La stratification demeure toujours identifiable. Toutefois, ce sont encore les caractères lithologiques des calcaires qui autorisent l'attribution stratigraphique, les séries quartzo - pélitiques métamorphiques (cornéennes, schistes à biotite et andalousite) étant, en première analyse, d'une grande uniformité. L'identification des structures d'ensemble n'est pas davantage possible sans faire appel aux formations carbonatées. Mais en tenant compte de la présence, soit des calcaires rubanés, minces, d'épaisseur et de composition constante, aisément identifiables, soit des calcaires éodévoniens, épais et massifs, affleurant les uns et les autres au sein des séries quartzo-pélitiques, on est conduit à distinguer des aires anticlinales et des aires synclinales (fig. 1).

Ainsi, les formations carbonatées, très redressées et localement plissées, sont-elles plusieurs fois répétées, au sein de séries quartzo-pélitiques violemment plissées, dans la région qui s'étend entre Campo Plano, le col de la Fache, le port du Marcadau et le massif d'Enfer. On peut admettre l'existence d'une aire synclinale (qui est peut-être l'homologue de celle d'Estom-Soubiran), entre la région du col de la Fache et la région située au Sud de la crête frontalière entre la Grande Fache et le pic de Péterneille. Au Nord-Est de la première affleure, en continuité, au contact même du cristallin de la Pène d'Aragon qui la métamorphise, une mince bande de calcaires rubanés, orientée N 85°, tandis que dans la seconde court, plus ou moins discontinue, une bande N 120° E des mêmes calcaires. Plus à l'Ouest, on rencontre de nouveau ces calcaires, soulignant des plis de moindre amplitude transversalement à la crête « Puntas del Pecico ».

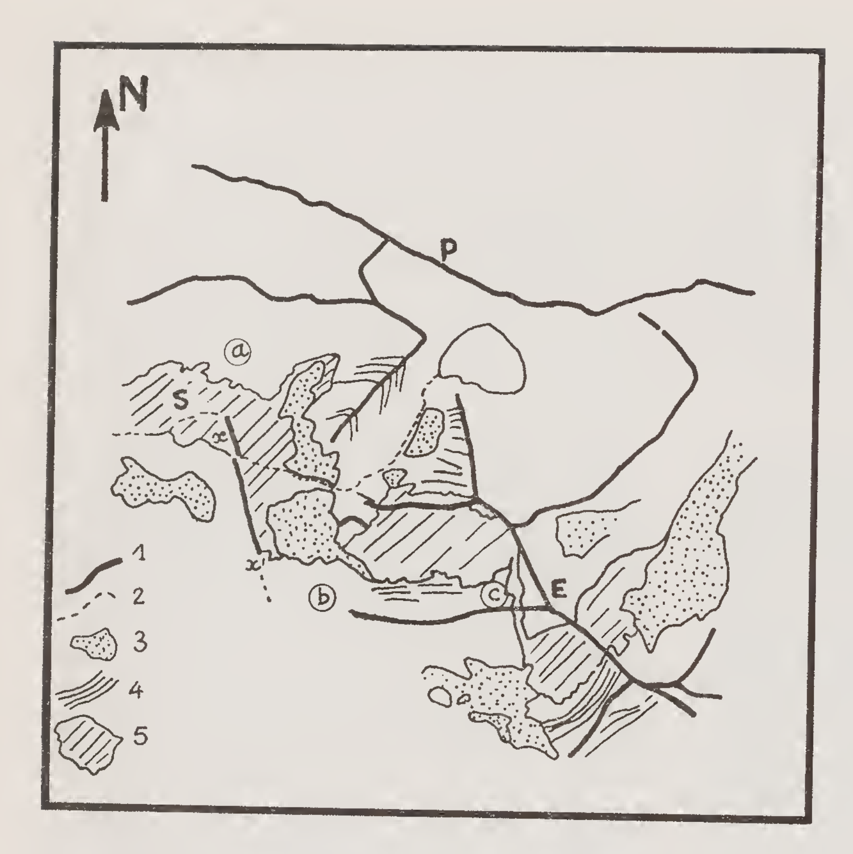


Fig 2

Figuration cartographique détaillée de la masse carbonatée du Pie d'Enfer et de la série quartzo-pélitique encaissante (Dévonien inférieur probable).

Echelle 1/30.000 env.

1. Ligne de crête.
2. Thalweg.
3. Eboulis, névé.
4. Trace de la stratification.
5. Masse carbonatée.

xx'. Axe de plissement.

a b c. Région couverte par la photographie, pl. I.

E. Sommet du Pic d'Enfer (3.076 m.)

S. Lieu-dit « La Estiviecha ».

P. Gran Alto de Pondiellos (Grand pic de Piedrafita).

Par ailleurs, les calcaires éodévoniens, identifiés par leur épaisseur et leur composition lithologique (rubannements absents ou discrets) apparaîssent en une assise continue au sein d'une série quartzo-pélitique isoclinale verticale, qui va du cristallin du massif de Panticosa, non loin de l' « Ibon azul superior » jusqu'au Grand Alto de Pondiellos, où elle disparaît brusquement vers l'Ouest. Il s'agit là d'une aire anticlinale qui se prolonge vers le pic d'Enfer et les pics d'Argualas et d'Arualas.

On voit donc là, du Nord au Sud, une aire anticlinale, celle du pic d'Enfer, succéder à une aire synclinale, celle de la Grande Fache. Peut-être faut-il rechercher une analogie de structure avec la succession, visible à l'Est du cristallin de Panticosa, de l'aire synclinale d'Estom-Soubiran et de l'aire anticlinale du Vignemale. Les deux régions étant séparées par le massif cristallin, toute identification est hasardeuse. On notera toutefois la présence, dans la région située au Nord et à l'Ouest de la Badette d'Aratille (Lac d'Arolla, la Tête de l'Ours, crête de Peterncille), au sein des roches plutoniques, de calcaires rubanés subverticaux en enclaves, ne répondant pas à l'orientation générale N 120° E, mais bien à une orientation N 30° à N 80° E, et dessinant une inflexion dont l'effet pourrait être, dans l'éventualité d'une correspondance de part et d'autre du massif de Panticosa, de rejeter vers le Sud les structures de la Fache et de l'Enfer, par rapport à celles d'Estom-Soubiran et du Vignemale.

Au-delà de la Grande Fache, vers l'Ouest, la bande synclinale, d'orientation cartographique moyenne N 100° E, suit une direction oblique par rapport à celle de la limite du massif cristallin et disparaît bientôt dans ce dernier (lac de Campo Plano), où seule permet d'en reconstituer l'existence la présence d'enclaves porteuses de calcaires rubanés métamorphiques. Ces enclaves s'orientent progressivement vers la direction N-S aux environs du col d'Arrius.

On cherche en vain la poursuite occidentale de l'aire anticlinale du Grand Alto de Pondiellos et du Pic d'Enfer. C'est qu'un ennoyage axial prononcé fait disparaître en profondeur les séries éodévoniennes affleurant dans ces régions. Ici encore, seules les assises calcaires permettent la reconstitution structurale, les séries quartzopélitiques étant très déformées dans le détail et ne dessinant aucune structure d'ensemble simple. Dans le vallon du Collado de los Musales, et au sommet Pouy Arcol, affleurent les calcaires viséo-namuriens. Au lieu dit Las Neufontanas, les forts plongements axiaux W

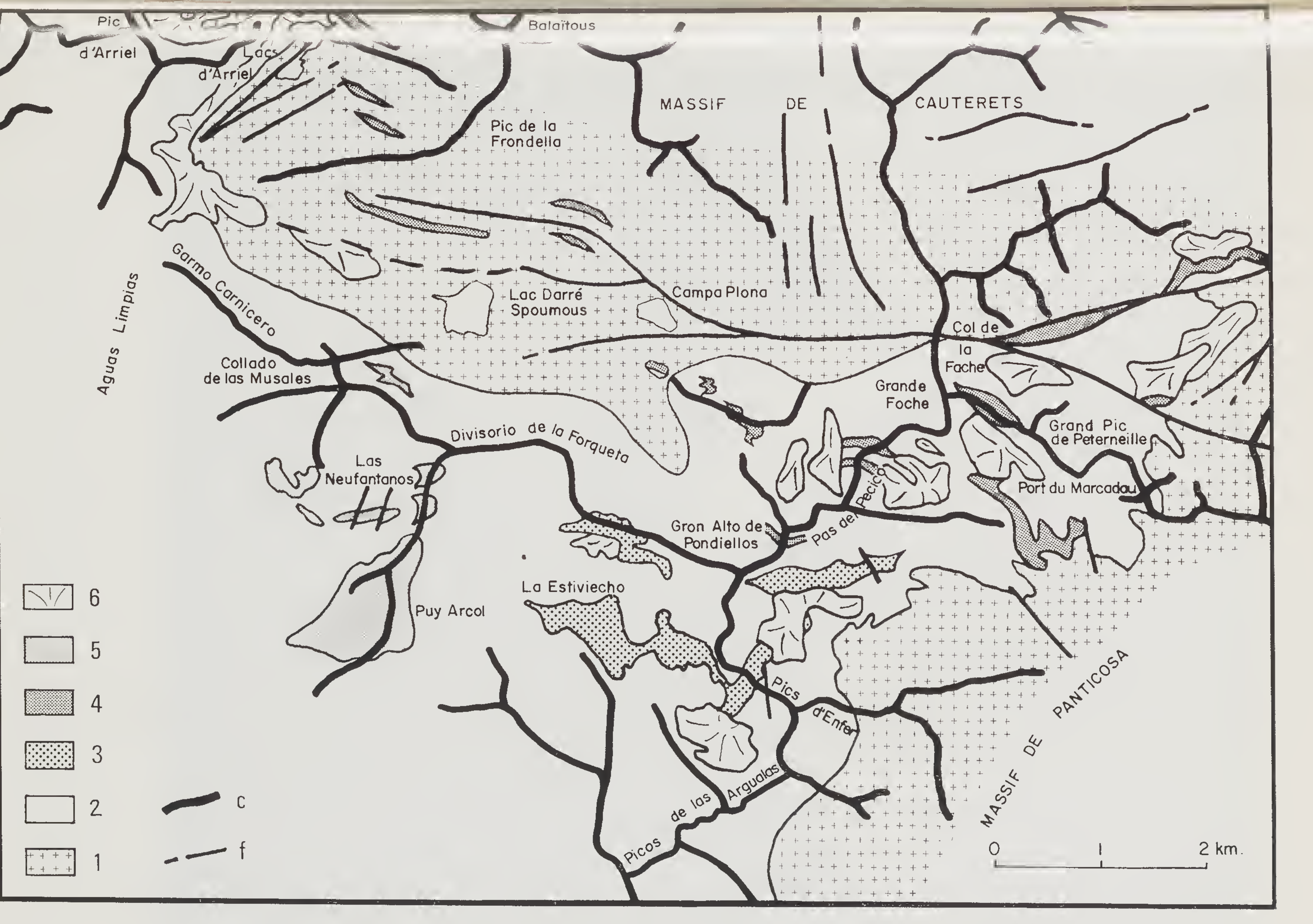


Fig. 1 ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA MARGE SUD-OCCIDENTALE DU MASSIF DE CAUTERETS

1. — Cristallin du Massif de Cauterets et du Massif de Penticosa.
2. — Formations quartzopélitiques indifférenciées : éodévoniennes à Carbonifère supérieur. Métamorphosées au voisinage des corps cristallins (schistes à minéraux, cornéennes).
3. — Calcaires éodévoniens.
4. — Calcaires rubanés
5. — Calcaires à joints phylliteux, calcaires en dalles, brèches à éléments calcaires (Viséo-Namurien). Localement, calcaires griottes du Famennien (E du Collado de Las Musales ?)
6. — Formations récentes.

c) — Ligne de crête.
f) — Contact tectonique.



PLANCHE I

Pic d'Enfer, masse carbonatée de « la Estiviecha » (à la base, en partie recouverte d'éboulis) et de la face Ouest du pic (au-dessus d'un névé, vers le haut de la photographie). Remarquer le trabécule franchissant l'arête sud-occidentale du pic et rejoignant la masse carbonatée principale de la face sud (non visible ici).

da
pa
te
zo
no
E
d'
de
U
la
po
de

G
or
pe
fo

na
la
co
à
le
ur
no
bl
du

le
ca
le
sc
s'
na
m
no
D
L
m
si
ta
m
qu
fo
P

du

la
ri
de
va

dans les calcaires (45°) sont particulièrement frappants. On entre là dans une région dont le style tectonique est nettement différent de celui de la zone précédente. Cette région fait actuellement de notre part l'objet de travaux d'analyse détaillée. Ennoyages et culminations de plis se succèdent d'Est en Ouest, avec de très fortes dénivellations, de l'ordre de 600 m et plus en quelques kilomètres. Un tel régime, particulièrement spectaculaire dans la vallée d'Aguas Limpias, au Nord de Sallent, se poursuit jusqu'à la crête du pic d'Ouradé au pic de Soques et au-delà.

Les calcaires rubanés n'affleurent pas entre le Gran Alto de Piedrafita et la crête de Neufontanas : on se trouve ici dans une zone méridionale par rapport à l'aire de sédimentation normale de cette formation.

Ainsi, l'examen des aires anticlinales et synclinales, telles que peut conduire à les reconstituer la répartition des différents horizons calcaires de composition lithologique connue, conduit à opposer à l'Ouest du massif de Pantieosa, une région où les axes des plis sont sensiblement horizontaux, et une région où les ennoyages axiaux sont très prononcés. La limite entre ces deux aires passe sensiblement au méridien du lac de Campo Plano et du haut vallon de Pondillos.

Topographiquement, dans la région des contacts, les roches granitiques dominent rarement. La limite cartographique du massif de Panticosa se place, vers les cotes 2 300 à 2 600, à la base de diverses crêtes schisto-calcaires dominant les granodiorites, qui s'enfoncent sous elles. De même, la limite méridionale du massif de Cauterets passe sur le versant méridional de la vallée du rio de Piedrafita, dominée par la crête quartziteuse de Garmo Carnicero-Divisora de las Musales-Divisora de la Forqueta. Les cotes d'altitude et la disposition des aires de métamorphisme bien visibles dans les formations silicoalumineuses conduisent à penser que le cristallin se trouve à faible profondeur, revêtu de formations sédimentaires, sous-jacent aux crêtes en question. On peut concevoir que sa limite ne s'enfonce rapidement qu'à partir de la ligne Campo Plano, haut vallon de Pondillos.

Tels sont les traits de la structure d'ensemble du versant méridional du massif de Cauterets.

Un faisceau d'accidents subhorizontaux cisaillants, aux détails complexes, parcourt le versant méridional du massif. On peut le suivre en continuité depuis le vallon de Cestrède, dans la zone de chevauchement de Gavarnie (Destombes, 1957), jusque dans la vallée du gave de Brousset, où R. Mirouse a reconnu son prolongement (accident de Coste-Brousset), mais ici en disposition redressée.

II. - LES STRUCTURES MINEURES

Nous laisserons de côté, pour l'instant, de tels accidents cassants relevant de la tectonique tertiaire et, à divers points de vue, liés à l'édifice de Gèdre-Gavarnie.

Nous nous limiterons à la description des dispositions locales qui paraissent être en relation géométrique avec certains traits particuliers de la forme de la surface de contact du cristallin avec les terrains encaissants.

I. — Concordance de la limite entre les formations cristallines et les terrains encaissants :

Remarquons, tout d'abord, la concordance approximative qui règne, tout au long des contacts, si l'on ne tient pas compte d'un appareil filonien souvent discret, entre la limite du corps granitique et la stratification des roches encaissantes, très aisément identifiable dans beaucoup de cas, notamment lorsqu'il s'agit de calcaires rubanés ou de quartzites rythmiques. Cette concordance s'exprime, en grand, par une similitude entre l'orientation des plis et celle de la bordure du massif (R. Mirouse, 1962 b). Elle n'est cependant pas absolument rigoureuse dans le détail, la limite du cristallin, souvent soulignée par la présence de pegmatites, franchissant parfois en oblique les bancs, un par un, si bien qu'au total, le contact se présente en grand comme sécant, et dans le détail, « en escalier » (Rios, 1957, Clin, 1962).

Ce mode de contact règne par exemple dans le vallon d'Estom-Soubiran, au Sud du lac de Campo Plano, au col d'Arrius.

II. — Plissements au contact du corps cristallin.

En différents points, en outre, on observe un rebroussement des couches, et même de véritables plissements au voisinage de la surface-limite du massif cristallin. Ainsi, au Sud du lac Darré Spumous et de celui de Campo Plano, où des plis parallèles amènent la répétition de séries de quartzites. Il est possible, dans d'autres cas, de reconnaître la

présence de crochons dont l'axe est en relation géométrique avec la forme de la surface-limite (haut vallon de Sobe : axe d'orientation N-S plongeant vers le Sud-Ouest, matérialisé par les couches concordantes situées à l'articulation occidentale de la petite apophyse qui se place au Sud du lac. Région de la Grande Fache : axe N-S, plongeant au Sud).

Dans le cas des rebroussements, il s'agit, somme toute, de l'expression de la même concordance entre les formations cristallines et les terrains encaissants, mais dans des zones où la surface de contact affecte une forme complexe. Toutes ces dispositions suggèrent que les plissements localisés et les rebroussements se sont formés en étroite liaison chronologique avec les phénomènes de granitisation, ou éventuellement, avant même que ceux-ci ne se développent. L'éventualité d'un rejeu tardif d'ensemble ne paraît pas devoir être retenue, car dans ce cas des traces d'accidents cassants accompagneraient les rebroussements suivant la surface même du contact. Ces accidents cassants présenteraient par ailleurs entre eux une certaine similitude. Une telle disposition n'existe que dans un cas (haut vallon de Cestrède, cascade du Bué), où les déformations font manifestement partie du cortège des mouvements tertiaires qui ont affecté la région de Gavarnie.

L'origine de déformations mineures anciennes, plis localisés, rebroussements, est sans doute à rapprocher de celle des accidents qui paraissent avoir affecté, à un autre ordre de grandeur, les assises conservées en enclaves dans les corps cristallins, notamment l'inflexion observée aux environs de la Badette d'Aratille. Ici, toutefois, il n'y a plus coïncidence entre la forme extérieure du massif et les reliques de la stratification.

Pour l'essentiel, les plis à grand rayon observables à l'approche du cristallin, tant dans le Dévonien inférieur (région du Vignemale) que dans le Dévonien moyen et supérieur (régions d'Aratille et de Campo Plano), apparaissent comme ante ou syn-granitiques : ils sont cicatrisés par la granitisation. Les rebroussements et dislocations dont nous venons de parler répondent très probablement à la même chronologie.

Remarquons que les orientations subméridiennes sont fréquentes dans tout l'édifice.

III. — Plongements axiaux.

A l'échelle cartographique, d'importants plongements axiaux vers l'Ouest ont été mis en évidence à l'Ouest du massif de Panticosa. Il existe localement, à l'E du même massif, des plongements axiaux E forts, de l'ordre de 25°. L'effet d'ennoyage vers l'E en est considérablement exagéré par des failles NNE-SSW morcelant cette partie du massif (R. Mirouse, 1962 a, p. 510).

Ainsi, la région septentrionale du massif de Panticosa apparaît-elle comme une zone de large culmination axiale située entre deux régions aux plongements axiaux opposés et, localement, rapides.

Ajoutons que le travail d'analyse actuellement entrepris dans la région occidentale montre que les variations importantes du plongement axial résultent de la superposition, aux plissements N 110° E, de plissements postérieurs, formés autour d'axes subméridiens, plissements nettement visibles entre le sommet de Pouy Arcol et la vallée d'Aguas Limpias, ainsi que plus à l'Ouest sur les crêtes frontalières.

III. - LA MOBILITÉ DE FLUX

Ce mode de déformation particulier, déjà analysé en divers points de la chaîne par l'un de nous (Clin, 1959, 1962), apparaît en plusieurs endroits de la région ici étudiée. Il est particulièrement développé dans les assises calcaires épaisses attribuées au Dévonien inférieur. On note dans le massif d'Enfer un gisement anticlinal particulier, où l'intensité du phénomène doit être qualifiée d'extraordinaire (fig. 2 et Pl. 1).

Il s'agit d'une masse carbonatée, pauvre en corps de nature quartziteuse ou pélitique, localement zébrée de filons andésitiques et affleurant transversalement à la crête du pic d'Enfer ainsi que sur les flancs ouest de ce pic. La calcite y est totalement recristallisée en cristaux de taille comprise entre le millimètre et le centimètre, grossièrement disposés selon une texture planaire plus ou moins fluidale.

Dans le pic lui-même, les contours de cette masse sont nets, bien qu'irréguliers, dessinant un corps redressé, de forme vaguement filonienne, à pendage S-E, en concordance approximative, en grand, avec les quartzites et pélites dévoniens, et en discordance dans le détail, du fait de multiples irrégularités de la surface de contact avec ces dernières formations.

Sur le flanc ouest du pic, dans le haut vallon du rio Pondillos, la masse carbonatée est complètement désorganisée. Ses limites, bien que nettes, échappent aux règles de l'analyse habituelle des corps sédimentaires. Elle est discordante avec les formations encaissantes quartzo-pélitiques. La roche a été violem-

ment déformée lors d'un transport en masse hors de son gisement sédimentaire originel et on n'y voit aucune organisation si ce n'est ici et là une structure fluidale. Elle forme maintenant une lame décapée par l'érosion, qui s'étend sur plusieurs hectares et se raccorde vers le haut plus ou moins parfaitement au corps « filonien » du pic d'Enfer. Vers le bas, une faille N-S la sépare de masses quartzo-pélitiques en place, stratifiées, compétentes, redressées et peu déformées.

Si aucune relation directe n'apparaît plus entre cet ensemble mobilisé et les strates demeurés en place et moins déformées que lui, on peut, par l'observation de sa forme, notamment au lieu-dit « la Estiviecha », reconstituer quelques-unes des contraintes auxquelles a obéi la masse mobilisée. Dans la mesure où une telle image peut être proposée, on voit se dessiner sur le flanc ouest du pic d'Enfer un vaste et brusque « pli ». De l'inclinaison générale ouest que présente la masse calcaire, elle passe vers l'Ouest assez brusquement mais en continuité, à la verticale. Elle forme alors une lame, aux limites irrégulières mais définies grossièrement, lame appuyée sur une faille d'orientation N-S, à l'Ouest de laquelle se trouvent les assises stratifiées verticales en place.

Ainsi, cette brusque inflexion de la masse mobilisée s'ordonne-t-elle assez bien autour d'un axe subméridien. La mobilisation est plus marquée au voisinage du « pli », et, à plus de distance, on retrouve des formations peu déformées ou en place. Cette mobilisation a assurément exigé le développement de pressions considérables. On voit que celles-ci se sont cependant exercées de façon ordonnée.

Notons que dans tout le flanc ouest du pic d'Enfer, ainsi que dans le Gran Alto de Pondiellos, courent de nombreux corps filoniens andésitiques. Il en existe au sein des calcaires mobilisés. Ces filons ne paraissent pas être déformés. Il semble donc qu'ils soient postérieurs à la mobilisation, qui n'aurait pas manqué, dans le cas contraire, de les morceler et de les boudiner.

RÉCAPITULATION

Sur le versant méridional du massif de Cauterets, on peut mettre en évidence les faits suivants :

1°) Les formations sédimentaires déformées ou métamorphisées demeurent partiellement identifiables, grâce à la présence *d'horizons très silicieux ou carbonatés.*

2°) Des structures et des *aires anticlinales et synclinales*, directement visibles ou déduites de la répartition d'horizons repères, peuvent être suivies au long de la bordure méridionale du massif. Localement, des enclaves au sein du granite se placent plus ou moins parfaitement dans leur alignement.

3°) Le massif de Panticosa, dans sa partie septentrionale, paraît occuper la position d'une *culmination axiale* pour ces diverses structures.

4°) Dans les régions qui s'étendent à l'Ouest de ce massif, les ennoyages axiaux ne se produisent qu'à une certaine distance des affleurements cristallins. Une opposition se manifeste, entre une *aire apparemment stable et rigide*, qui s'étend entre la zone d'affleurement des roches cristallines et le méridien du lac de Campo Plano, et une aire apparemment *beaucoup plus souple*, située à l'Ouest du même méridien, et où se manifestent d'importantes variations dans les plongements axiaux des structures plissées.

5°) Des déformations localisées des roches encaissantes se sont produites au contact ou au voisinage des roches plutoniques, soit par rebroussement, soit, dans le cas le cas des calcaires, par mobilisation (mobilité de flux). Ces déformations sont liées chronologiquement aux phénomènes plutoniques du cycle hercynien : elles apparaissent comme *anté ou syn-granitiques* dans le premier cas, *antérieures aux épanchements andésitiques permiens* dans le second.

6°) Les calcaires déformés par mobilité de flux présentent un maximum de déformation le long d'un *axe subméridien* qui se place sensiblement sur la ligne de séparation entre l'aire stable et l'aire déformable ci-dessus. Sur cette ligne subméridienne s'alignent, du Nord au Sud :

a) — la limite structurale de la petite apophyse granitique de Campo Plano, soulignée par une inflexion d'E-W en N-S des couches quartzitiques concordantes qui en forment la lisière Sud et Ouest ;

b) — le point d'ennoyage des assises calcaires éodévoniennes marquant l'aire anticlinale du massif d'Enfer et, en particulier, la disparition de l'assise calcaire du Gran Alto de Pondiellos ;

c) — le « pli » des calcaires mobilisés du versant Ouest du pic d'Enfer.

INTERPRÉTATION

Les roches plutoniques sont à faible profondeur sous le massif d'Enfer, ainsi qu'en témoignent les transformations métamorphiques, qui affectent notamment les roches silicoalumineuses dans le haut vallon de Pondillos et les hauts vallons de la Fache et du Marcadau. D'ailleurs, le contact avec le cristallin a lieu dans toute la région à des cotes variant entre 2 300 et 2 600 m. Nous pensons que c'est à l'existence sous-jacente du massif cristallin qu'est due, dans toute cette zone, la relative rigidité dont témoignent les structures.

Au contraire, la limite du corps cristallin doit s'enfoncer très rapidement vers l'Ouest au niveau du méridien de Campo-Plano : cette limite redressée est visible sur le contact ouest de l' « apophyse » de Campo Plano. Sans doute rectiligne, elle passe vraisemblablement plus au Sud, souterrainement, à l'extrémité de la crête du Gran Alto de Pondiellos et au lieu-dit « la Estiviecha », où la mobilisation des calcaires est la plus intense, pour aller rejoindre les marges méridionales du massif à l'affleurement, aux environs du sommet d'Arualas. On conçoit ainsi, non plus une « apophyse » de Panticosa, mais un véritable massif, de forme régulière, les contours découpés que nous connaissons étant principalement dus aux détails de la surface d'érosion actuelle. C'est à la présence profonde de ce massif, à sa brusque et rectiligne terminaison à l'Ouest et sans doute au développement de forces orogéniques liées à la granitisation ou immédiatement postérieure à celle-ci qu'il faut probablement attribuer l'exceptionnelle déformation des très épaisses assises calcaires du pic d'Enfer.

Nous rejoignons, sous l'angle structural, les conclusions de J.E. van Landewijk (op. cit. p. 28) pour qui « The Panticosa massif is not a true apophyse but probably the upper part, or the outer part, of the same massif by faulting placed at a relativily lower level as the porphyritic Cauterets granite ».

Toutefois, il y a lieu de noter que sous l'angle de de sédimentologie, pour ce que nous en connaissons et sous bénéfiee d'un inventaire ultérieur, l'environnement du massif de Panticosa paraît ne pas répondre, du moins en ce qui concerne les horizons du Dévonien supérieur et du Carbonifère, à une zonalité de répartition des faciès identique à celle qui s'organise si remarquablement autour du massif de Cauterets.

Nous avons fait état de déformations organisées autour d'axes subméridiens, plissements transversaux entraînant ou accompagnant culminations ou ennoyages axiaux. Ces déformations, particulièrement spectaculaires, font actuellement l'objet de recherches de la part d'équipes bordelaises. La définition des styles tectoniques et l'étude des mouvements permettront d'en préciser les mécanismes, dont certains apparaissnt d'ores et déjà comme étant liés aux circonstances de la granitisation.

BIBLIOGRAPHIE

Bezançon J.-P. (1964). — Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale des massifs granitiques de Cauterets et des Eaux-Chaudes, Pyrénées centrales, *Th. 3e cycle,* Bordeaux.

Bresson A. (1903). — Etudes sur les formations anciennes des Hautes et des Basses-Pyrénées (Haute Chaîne). *Bull. Carte Géol. Fr.,* t. XIV, n° 93, p. 1-278, 77 fig., 5 pl., 3 cartes.

Bresson A. (1906). — Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* 4e série, t. VI, p. 777-884, 18 fig.

Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000 (1905). Feuille de Luz, 1re éd., par MM. Bresson et Carez.

— (1949). — Feuille de Luz, 2e éd., par MM. Casteras, Dehghan, Mengaud, Roubault, Urbain.

Clin M. (1959). — Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys. *Thèse Sc., Nancy,* ronéotypée, 324 p., 27 pl., 5 tabl., 11 cartes et profils, 1 carte h. t. et *Mém. B.R.G.M.,* n° 27, 1964.

— (1962). — Indices d'intensité tectonique dans la zone axiale des Pyrénées centrales. *P.V. de la Soc. Linnéenne de Bordeaux,* vol. 99.

— (1962). — Sur la position structurale des ensembles granitisés dans les Pyrénées centrales et occidentales. *Actes du quatrième Congrès International d'Etudes Pyrénéennes,* t. I, sect. 1.

Clin M. et Mirouse R. (1963). — Remarques sur l'évolution de la partie centrale et de la partie occidentale du domaine axial pyrénéen, à la veille de l'orogénèse hercynienne. *C.R. Ac. Sc.,* t. 256, n° 1, p. 216-218.

Dalloni M. (1910). — Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sc. Marseille,* t. XIX, 444 p., 5 fig., 4 pl., 1 carte.

Destombes J.-P. (1957). — Tectonique du bord méridional du granite de Cauterets. *C.R. Ac. Sc.,* t. 245, p. 1642-1643.

Mirouse R. (1960). — La série dévono-carbonifère dans la haute vallée du gave de Brousset (Basses-Pyrénées). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 10-11.

— (1962 a). — Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Thèse Sc., Toulouse,* ronéotypé, 2 t., 672 p., 16 pl., 135 fig., 1 carte.

— (1962 b). — Tectonique hercynienne et tectonique alpine dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Actes du quatrième Congrès International d'Etudes Pyrénéennes,* t. I, sect. 1.

Rios J.-M. (1957). — Memoria acerca de la organizacion y resultados logrados en el secundo campamento para practicas de geologia « Panticosa 1956 ». *Notas y comunicaciones Inst geol. min. Esp.,* n° 45, 25 p., 12 pl.

— (1958). — Memoria acerca de la organizacion y resultados logrados en el tercer campamento para practicas de geologia « Panticosa 1957 ». *Notas y comunicaciones Inst. geol, min. Esp.,* n° 49, 13 p., 14 pl.

— (1959). — Memoria acerca de la organization y resultados logrados en el quinto campamento para practieas de geologia « Canfranc 1959 ». *Notas y comunicaciones Inst. geol. min.* Esp, n° 56, 20 p., 17 pl.

— (1960). — Memoria acerca de la organizacion y resultados logrados en el sexto campamento para practicas de geologia « Panticosa Hecho » 1960. *Notas y comunicaciones Inst geol. min. Esp.*, n° 60, 23 p.

URBAIN P. (1938). — Variations magmatiques et minéralogiques dans le Massif granitique de Cauterets, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5e sér., T. VIII, p. 389-392, 1 pl.

VALENSI L. (1935). — Etude géologique de la région du Vignemale (Hautes-Pyrénées). *D.E.S.* Paris, 12 p.

VAN DER LINGEN G.-J. (1960). — Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca province. *Estudios geologicos*, T. 16, n° 4, p. 205-242, 48 fig., 3 pl., 1 carte.

VAN LANDEWIJK J.-E. (1960). — Some descriptive remarks about the petrography and structure of the Panticosa massif (Spanish Pyrenees). *Estudios geologicos*, T. 16, n° 1, p. 25-33, 1 fig., 1 dépl. h. t.

WENSINK R. (1961). — Paleozoic of the upper Gallego and Ara Valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees. *Estudios geologicos*. Vol. XVIII, p. 1-74, cartes h. t.

TABLE DES MATIÈRES

IMP. DUCROS - Dépôt légal 2e trimestre 1966

TOME 102 1965 Série B - N° 7

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

ETUDE DE L'ENNOYAGE ORIENTAL DU MASSIF DE LA RHUNE

M. BIGOT-ANDRÉ
Laboratoire de Géologie
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 102 1965 SÉRIE B N° 7
ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 MAI 1965

Etude de l'ennoyage oriental du massif de la Rhune

par Monique BIGOT-ANDRÉ
Laboratoire de Géologie
Faculté des Sciences de Bordeaux

On sait que le massif de la Rhune est un anticlinal complexe, orienté Est-Ouest et déjeté vers le Sud. Il s'étend sur 20 kms de Biriatou à Sare. Sa largeur est de 5 à 6 kms. De nombreux auteurs, parmi lesquels St.-Menteath, Fournier, Viennot et surtout Lamare, se sont intéressés à la géologie de ce massif à cœur de Carbonifère et à enveloppe permotriasique. Une étude photogéologique de l'ensemble du massif, complétée par des observations de terrain, a récemment été présentée par Dantard (1963).

La présente note concerne uniquement la partie Est du massif, près du village de Sare. Elle a pour objet essentiel l'analyse des déformations, souples ou cassantes, qui accompagnent l'ennoyage oriental, sous le Crétacé supérieur, de l'ensemble de l'édifice.

La série stratigraphique, sur laquelle s'appuie l'analyse tectonique, correspond à celle qui est donnée par P. Lamare (1936). Elle est complétée par des observations d'ordre sédimentologique, dont le détail a été exposé antérieurement (M. André, 1964).

STRATIGRAPHIE

Les terrains rencontrés s'échelonnent du Houiller au Crétacé.

I. - LE HOUILLER

Le Houiller (noté H sur la carte hors-texte) est essentiellement constitué de schistes noirâtres avec intercalations de niveaux gréseux et de poudingues à petits galets de quartzite blanc. La flore, relativement abondante, variée et bien conservée, a permis d'attribuer un âge stéphanien supérieur à cette formation (M. Mouline, 1961, J. Doubinger et M. Mouline, 1961). De puissantes assises détritiques surmontent, en concordance, ce Houiller. Elles sont rapportées au Permien et au Trias inférieur mais l'absence de fossiles y rend délicates et hasardeuses les coupures stratigraphiques.

II. - LE PERMIEN

Les auteurs attribuent au Permien (noté r) des argilites gréseuses rouge brique dont il est difficile d'estimer l'épaisseur; ces formations couvrent des surfaces importantes mais sont le plus souvent recouvertes de végétation. Dans ces argilites sont intercalés des restes de coulées basaltiques étudiées par P. Lamare (1941). L'auteur en a déduit que le centre éruptif se situait aux environs de l'actuel centre du massif. L'étude pétrographique et pétrochimique de ces roches volcaniques, reprise récemment par N. Morre et J. Thiebaut (1962), montre qu'il s'agit, non pas de basaltes, mais d'orthoalbitophyres.

III. - LE TRIAS INFÉRIEUR

Les auteurs conviennent de faire débuter le Trias par un niveau de poudingues (noté P), d'épaisseur peu constante (20 m en moyenne), constitué par des galets de quartzite, blancs ou rosés. Le ciment est gréseux, rougeâtre, micacé. Ces galets présentent des formes arrondies et ovoïdes et leur taille est

très variable[1] (1 à 40 cm). Des intercalations gréseuses, rouges, de même nature que le ciment, isolent vers le haut de l'assise, des bancs ou des lentilles de poudingue, et on passe insensiblement à des grés grossiers, blanc à blanc rosé, rapprochés des « grès vosgiens »; on relève encore quelques petits galets, disséminés sans ordre dans ces bancs gréseux de 20 à 60 cm d'épaisseur, présentant par ailleurs des figures de strafification entrecroisée à grand rayon de courbure (3 à 5 cm). Assoeiés au poudingue, ces grès constituent une barre rocheuse (a 1) de 50 m d'épaisseur en moyenne et déterminent les sommets les plus élevés dans le paysage (crêtes d'Ourkilepoa, d'Alchangue, de Faague, de la Rhune).

Au-dessus de cette première barre et après une diminution du rayon de courbure des berceaux de stratification entrecroisée, on passe à un mince niveau (4 à 6 cm) de psammites rougeâtres ou verdâtres (a 2) en bancs ou feuillets de 1 à 5 cm, montrant de petits ripplemarks d'oscillation.

Surmontant ces psammites, vient une seconde barre de grès blancs (b 1) relativement grossiers, semblables aux grès de la première barre mais d'épaisseur moindre (10 m environ) et pouvant se subdiviser en deux barres (b 1 et b' 1). Vers leur sommet, ces grès passent aussi à des psammites, couronnées cette fois par des argilites rouges (b 2 ou b 2 et b' 2).

Cette succession de trois termes lithologiques (grès, psammite, argilite), se répète encore deux fois (c 1, c 2 et d 1, d 2) et on constate une augmentation d'épaisseur relative des niveaux argilitiques au détriment des niveaux gréseux. On peut différencier, tout au moins localement, les différentes barres gréseuses et psammitiques, par le repérage du sens des courants d'apport (orientation de l'axe des berceaux de stratification entrecroisée) et l'appréciation de l'intensité de ces courants (berceaux à rayon de courbure plus ou moins grand).

La quatrième assise d'argilites présente de belles figures révélatrices d'accidents de la sédimentation, notamment des « slump balls ». On observe également des figures de glissement au cours de la compaction du sédiment (« slumping »), des traces de goutte de pluie, etc.

(1) Une étude sédimentologique plus détaillée de ce poudingue de base est entreprise par Ph. ROGER. Les premiers résultats sont analysés dans une note en collaboration avec M. GOTTIS (1965).

IV. - LE TRIAS MOYEN ET SUPÉRIEUR

Beaucoup plus réduit en épaisseur que la série précédente, le Trias moyen et supérieur (K) se rencontre à l'E et au N de la région cartographiée. Il est représenté, de bas en haut dans l'ordre stratigraphique, par des marnes blanches à pseudo-morphoses de sel (groupe de l'anhydrite ?), surmontés généralement par des calcaires relativement massifs, gris foncé, passant verticalement à des calcaires en petits bancs, à pâte fine, de teinte jaune ou blanche. Ces calcaires, attribués au Muschelkalk, se présentent sous forme de lentilles de quelques mètres de long, d'épaisseur variable.

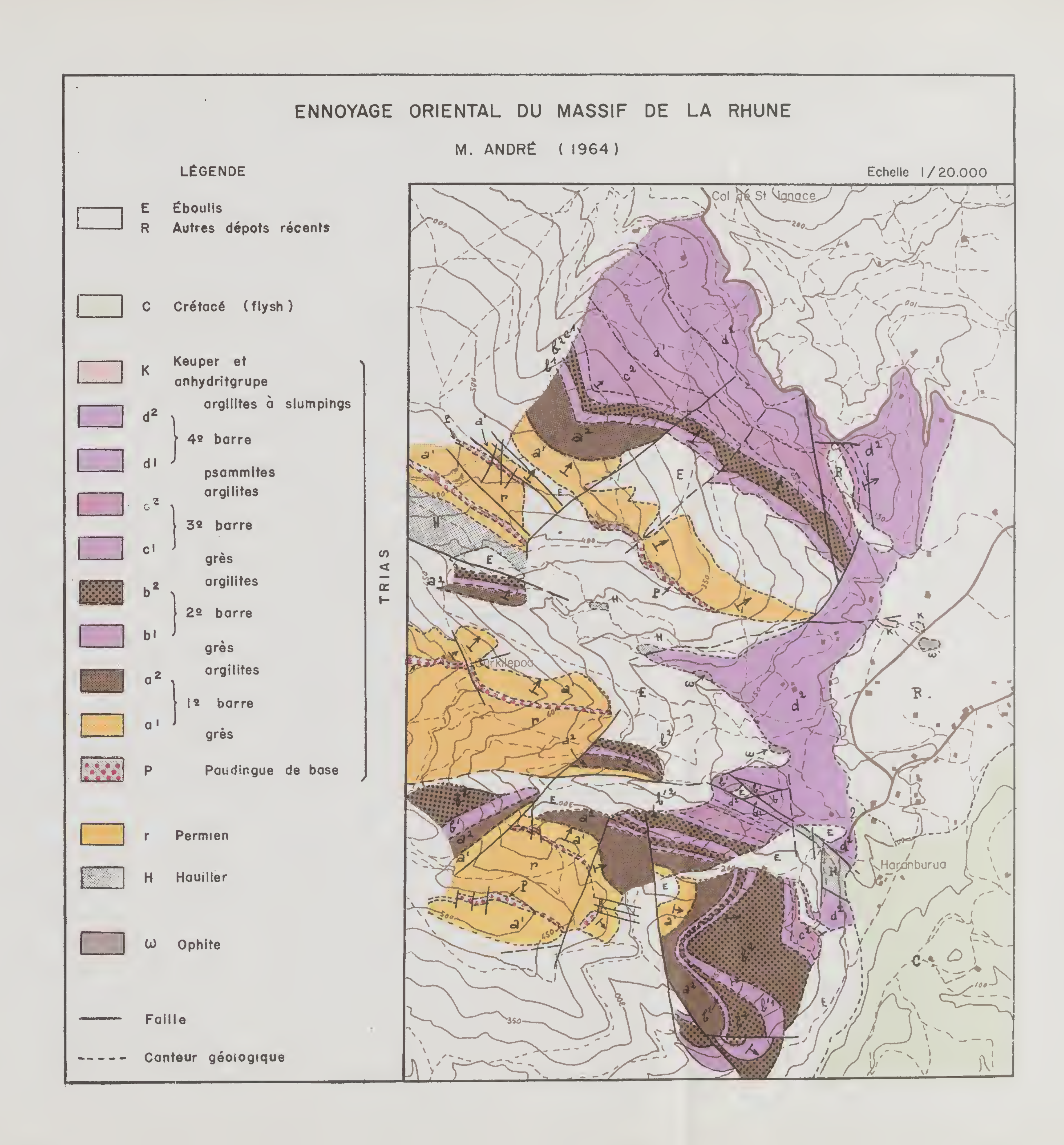
Le Trias supérieur proprement dit, à faciès Keuper, affleure très peu. On peut le voir dans la région septentrionale, sous le pont, près de la ferme Argaïnea; il comprend des schistes et des marnes schisteuses rouges, à efflorescence de sel.

L'ophite, que l'on rencontre toujours au sein du Trias moyen ou supérieur, offre le plus souvent des faciès aberrants, sans structure ophitique nette. Sa texture étant très fine, c'est seulement au microscope qu'il est possible de la caractériser.

V. - LE CRÉTACÉ

Les terrains jurassiques n'ont pas été observés. Le Crétacé (noté c) ceinture de petites collines le massif permo-triasique au Nord et à l'Est. Il affleure particulièrement bien aux environs de la ferme Haramburua où il est représenté par des schistes argileux parfois gréseux et micacés, verdâtres à gris (faciès flysch). A la surface de certains bancs, il n'est pas rare d'observer des traces sinueuses, en creux, correspondant probablement à d'anciennes pistes de vers.

En résumé, au-dessus d'un Permo-houiller, essentiellement argileux et schisto-gréseux, le Trias inférieur est représenté par un ensemble détritique dont l'épaisseur atteint 200 m. La granulométrie globale de cet ensemble apparaît décroissante de la base au sommet. Une analyse plus détaillée permet de mettre en évidence au moins quatre séquences granulométriques à l'intérieur de cette formation qui évolue vers des dépôts argileux et carbonatés du Trias moyen et supérieur.


ENNOYAGE ORIENTAL DU MASSIF DE LA RHUNE
M. ANDRÉ (1964)
LÉGENDE
Echelle 1/20.000
E Éboulis
R Autres dépots récents
C Crétacé (flysh)
K Keuper et anhydritgrupe
argilites à slumpings
d2
4º barre
d1
psammites
argilites
c2
3º barre
c1
grès
argilites
b2
2º barre
b1
grès
argilites
a2
1º barre
a1
grès
P Poudingue de base
TRIAS
r Permien
H Houiller
ω Ophite
Faille
Conteur géologique
Col de St Ignace
Haranburua

TECTONIQUE

I. - STRUCTURE GENERALE

La cartographie détaillée de cette partie orientale du massif de la Rhune a permis de mettre en évidence tout un réseau de cassures de directions variables et de plus ou moins grande importance. Deux types d'accidents s'individualisent ainsi :

a) Des grandes cassures, de direction général E-W, subverticales ou à pendage Nord, qui se suivent sur plusieurs km de long et dont le rejet atteint plusieurs centaines de mètres. Les deux principales découpent la région étudiée en trois grandes unités structurales que nous appellerons : zone nord, zone centrale, zone sud. La zone nord et la zone centrale sont constituées de panneaux monoclinaux dont la position résulte d'un mouvement de basculement vers le N. La zone sud s'ordonne autour de la terminaison périclinale principale du massif, à fort plongement est.

b) Des accidents mineurs, se groupant autour de deux directions privilégiées, N 20 à N 50° E et N 150 à N 170° E. Ces failles ou paraclases ont un rejet de l'ordre de quelques mètres ou même de quelques centimètres et sont le plus souvent subverticales. Elles découpent de façon plus ou moins compliquée les trois zones précédentes.

Les indications fournies par l'orientation et l'inclinaison des stries relevées systématiquement sur les surfaces tectoniques permettent d'avancer que les déformations cassantes ont été accompagnées de mouvements relatifs qui peuvent se répartir :

— *en mouvements à composante verticale;*

— *en mouvements à composante horizontale.*

Les déformations souples (plis ou crochons) sont soulignécs par la présence d'axes, mesurés directement sur le terrain ou construits à l'aide de la méthode stéréographique.

II. - ELEMENTS DE LA CINEMATIQUE

A) - Dénivellations (Zone nord et Zone centrale)

L'accident principal entre zone nord et zone centrale apparaît comme une faille conforme, séparant des panneaux monoclinaux où la série est répetée. On peut distinguer :

Zone nord : un monoclinal comprenant du Nord au Sud la série depuis les argilites à slumping jusqu'aux argilites permiennes. Une faille secondaire amène la répétition, dans le compartiment d'« Alchangue », de la série depuis la première barre de grès jusqu'au Houiller.

Zone centrale : c'est le « compartiment d'Ourkilepoa », où la série monoclinale, à nouveau répétée, va des argilites de la 2[e] barre de grès au Permien.

En zone sud réapparaissent les éléments de la deuxième barre.

Un accident, d'orientation N 50° E, franchit la limite entre la zone sud et la zone centrale. Dans cette dernière, il a pour effet d'effondrer un ensemble, également monoclinal, allant des argilites à slumping aux grès de la première barre.

On note par ailleurs un peu partout à la surface des bancs redressés, des stries de friction suivant la ligne de plus grande pente, indiquant un glissement des bancs les uns par rapport aux autres.

B) - Mouvements horizontaux

La disposition des trois cnsembles, nord, centre et sud, suggère que le panneau du centre (Ourkilepoa) est décalé vers l'Ouest par rapport aux deux autres par le jeu de mouvements relatifs longitudinaux.

En effet, des stries obliques ou horizontales peuvent être observées dans toute la région (en particulier dans le Houiller de la région sud et dans les grés de la région nord), soit sur les failles principales, soit sur les failles secondaires en relation directe avec celles-ci.

C) - Autres déformations (zone sud)

La région sud correspond au cœur même de l'anticlinal de la Rhune et à sa terminaison périclinale Est. Il est donc logique que ce soit la zone la plus déformée.

Une série de cassures subméridiennes, jalonnées le plus souvent par des brèches tectoniques, découpent cette terminaison périclinale, par ailleurs affectée d'une schistosité de fracture qui masque localement la stratification.

L'axe général de la structure est orientée WNW-ESE dans sa partie Ouest, WSW-ENE dans sa partie Est et présente un plongement moyen de 30° vers l'Est.

A l'W de la ferme Haramburua, les termes supérieurs de l'enveloppe périclinale sont en contact par faille avec le Houiller, qui semble lui-même dessiner un anticlinal plus ou moins disloqué avec un axe de direction N 80° E, plongeant de 70° vers le Nord-Est.

Dans la région la plus orientale, enfin, affleure le flysch. Son contact avec le Houiller n'a pas pu être bien observé en raison des alluvions et de la végétation. On peut noter toutefois que si d'intenses dislocations affectent le Houiller et le Permo-Trias, le flysch apparaît peu déformé, bien que localement très redressé. Son contact avec le Trias paraît stratigraphique.

CONCLUSION

L'extrémité orientale du massif de la Rhune montre un véritable quadrillage de cassures. Malgré la maille serrée des observations, le cadre réduit de la zone étudiée, limitée à la partie orientale du massif, ne permet pas de proposer une chronologie du jeu relatif de ces différents accidents. Tout ce qu'il est possible de dire, c'est que la cinématique fait intervenir des mouvements obliques ou longitudinaux. Les seules stries de friction à composante verticale relevées, sont des stries « de banc à banc ». Faut-il voir ici une simultanéité entre ces déplacements longitudinaux et les mouvements de basculement ayant affecté les monoclinaux ? C'est une question qu'une étude plus large pourrait aborder. Nous croyons cependant devoir la poser.

Il est à remarquer, enfin, que les manifestations d'une tectonique souple sont localisées dans la zone Sud du secteur étudié.

BIBLIOGRAPHIE

(1) André M. (1964). — Etude de l'ennoyage oriental du Massif de la Rhune. *D.E.S.* Bordeaux.

(2) Bertrand L. 1901. — Sur la structure des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales. *B.S.G.F.* (4), t. XI, p. 122-253.

(3) Dantard R. (1963). — Etude tectonique du massif de la Rhune. *D.E.S.* Bordeaux.

(4) Doubinger J. et Mouline M. (1961). — Sur la flore fossile du Carbonifère de Larroun et d'Ibantelly (Basses-Pyrénées). *C.R. Ac. Sc.*, t. 253, p. 3029-31.

(5) Fournier E. (1907-1908). — Etude sur les Pyrénées basques. *B. S. G. F.* n° 121, t. XVIII.

(6) Gottis M. et Roger Ph. (1965). — Rivages marins pyrénéens au Trias inférieur ? Existence d'une terrasse de tempête aux temps triasiques sur l'emplacement du Massif de la Rhune. *Actes Soc. Linn.* Bordeaux. t. 102, série B, n° 8.

(7) Lamare P. (1931). — Eléments structuraux des Pyrénées basques d'Espagne. *B.S. G.F.* (5), t. I, p. 95-130.

(8) Lamare (1936) . — Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. Thèse Sc. Paris, *Mém. S.G.F.*, t. XII, n° 27.

(9) Lamare P. (1941). — Remarques sur la structure du Pays Basque. *B.S.G.F.* (5), t. XI, p. 57-112.

(10) Morre N. et Thiebaut J. (1962). — Les roches volcaniques du Trias inférieur du versant Nord des Pyrénées. *B. S. G. F.* (5), t. IV, n° 4, p. 539-546.

(11) Mouline M. (1961). — Contribution à l'étude des terrains antehercyniens du massif de Cinco-Villas. Recherches préliminaires sur le Carbonifère de la Rhune et de l'Ibantelly. *D.E.S.* Bordeaux.

(12) Stuart-Menteath P.W. (1881). — Notes sur la géologie des Pyrénées de la Navarre, du Guipyzcoa et du Labourd. *B.S.G.F.* (3), t. IX, p. 304-333.

(13) Viennot (1927). — Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *B.S.G.F.*, t. XXX, n° 163.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 5 JUIN 1966
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX

Dépôt légal 2e trimestre 1966

TOME 102 1965 Série B - N° 8

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

RIVAGES MARINS PYRÉNÉENS AU TRIAS INFÉRIEUR ?

Existence d'une terrasse de tempête aux temps triasiques, sur l'emplacement du massif de la Rhune

M. GOTTIS et Ph. ROGER

Laboratoires de Géologie et de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 102 1965 SÉRIE B No 8
ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 MAI 1965

Rivages marins pyrénéens au Trias inférieur ?
Existence d'une terrasse de tempête aux temps triasiques, sur l'emplacement du massif de la Rhune

par Maurice GOTTIS et Philippe ROGER
Laboratoires de Géologie et de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux

Le massif de la Rhune dont la silhouette découpée ferme l'horizon au SSW de Bayonne (pl. I, fig. 1) doit son relief à un complexe d'assises détritiques attribuées au Trias inférieur. Celles-ci sont arcboutées contre des matériaux paléozoïques carbonifères et permiens formant le cœur du massif qu'elles recouvrent, par ailleurs, transgressivement, matérialisant ainsi la discordance hercynienne.

La plupart des études consacrées à cette entité géologique et notamment les travaux de P. LAMARE ont eu pour objet essentiel d'en éclairer la stratigraphie et de définir les relations complexes de cet ensemble avec le bassin crétacé adjacent.

Au cours de l'élaboration de reconstitutions paléogéographiques régionales proposées dans la littérature, l'étude des critères sédimentologiques n'a été que peu ou pas abordée. Des recherches entreprises par l'un de nous (Ph. ROGER) sur les conditions de sédimentation du Trias pyrénéen nous ont conduits à analyser avec plus de détail et sous un angle nouveau les matériaux détritiques du « Trias inférieur » de la Rhune. Ces dépôts assimilés pour ordre au grès vosgien comportent schématiquement de la base au sommet :

A. — Une formation conglomératique composée de galets de quartzite assujettis par un ciment gréseux. L'épaisseur de ces conglomérats varie de 3 à 30 m. Les bancs de galets se trouvent localement interstratifiés à des passées de grès à stratifications entrecroisées à petit rayon de courbure.

B. — Une série gréseuse puissante de 50 à 100 m, composée de roches de grains grossiers, à stratification entrecroisée. Les laminæ de ces grès médians décrivent des « berceaux » à grand rayon de courbure dépassant parfois la dizaine de mètres. Le passage du niveau A. au niveau B. n'est pas défini par une surface de stratification, mais se développe en plusieurs points par intrication et passages latéraux des deux faciès, sur une hauteur variable.

C. — Une alternance de grès psammitique et d'argilite versicolore plus généralement de teinte

brique. Les grès de texture fine présentent encore des figures entrecroisées, mais les « berceaux » se montrent de taille beaucoup plus réduite.

Le caractère azoïque et la teinte rougeâtre dominante de l'ensemble de ces assises ont incité les auteurs à assigner au dépôt de ces dernières un cadre continental. Les faits mis en évidence par l'étude (M. Gottis et Ph. Roger) des éléments du conglomérat de base paraissent toutefois peu en accord avec cette proposition.

I. - FAÇONNEMENT DES GALETS

Les galets qui composent cette formation présentent un coefficient de sphéricité et un indice d'émoussé élevés. Nombre d'entre eux se montrent, par ailleurs, constellés de marques de dimensions variables. Certaines traces, relativement peu nombreuses, peuvent être attribuées à des phénomènes d'impression (1); la très grande majorité de ces figures cependant correspond à d'indéniables marques de choc tout à fait semblables à celles que présentent les galets de diverses terrasses marines de nos côtes actuelles.

L'aspect que peuvent présenter les figures de rupture autour de chaque point d'impact est, semble-t-il, variable selon la nature des matériaux concernés, la masse respective des projectiles entrant en collision et l'angle d'incidence de leur trajectoire.

Dans les cas, d'ailleurs fort rares, où ces phénomènes ont été décrits, il s'agit de matériaux siliceux homogènes, isotropes, durs et fragiles; tels sont les silex de la baie d'Ecalgrain, à proximité de la Hague (Bigot, 1904) et ceux, fossiles, évoqués par A. Vatan dans sa thèse.

Chaque point de choc se signale par une série de fentes conchoïdes en écailles disposées en cercle et dont le rayon est, dans une certaine mesure, proportionnel au volume du galet. Il semble que ces marques résultent d'actions n'impliquant pas une énergie cinétique trop élevée. Dans le cas contraire, il y a rupture des galets.

(1) - Galets impressionnés de HEBERT (1881)

Lorsque les fragments de roche qui s'entrechoquent ainsi sont constitués de matériaux moins durs et moins fragiles (grès, quartzite ou calcaires), l'énergie cinétique nécessaire à la fracturation des projectiles est beaucoup plus grande. De ce fait, des marques de choc se forment sur des galets de diamètre plus important, mais les marques correspondantes n'ont pas le même aspect (pl. II). Dans le cas où la trajectoire du projectile est tangentielle à sa cible, elles se présentent sous forme de facettes plus ou moins cylindriques ou coniques ornées de petits gradins orientés selon les génératrices de la figure. Dans le cas où la trajectoire est normale à la surface de la cible, il se produit, d'une part sur le point d'impact un écrasement des matériaux sur une épaisseur de quelques fractions de millimètres selon une surface circulaire ou elliptique de 1 à 4 cm. et, d'autre part, tout autour de cette zone de contact un éclatement périphérique tangentiel de la roche. Cette fracturation conduit au façonnement d'une dépression annulaire pouvant atteindre un demi-centimètre de profondeur et plus de 1 cm. de largeur. La dépression ainsi définie isole, en son centre, une éminence en forme de tronc de cône surbaissé. Telles sont les marques qui ornent les galets calcaires recueillis (M. Gottis) après les tempêtes, sur les terrasses marines du littoral charentais (pl. II, fig. c et d) et celles observées sur les galets de conglomérats triasiques de la Rhune (pl. II, fig. a et b). De telles figures doivent être proches de celles que E. Haug proposait dans son traité (p. 216) comme critère du milieu marin de façonnement des galets qui « présenteront à leur surface de petits cônes de percussion dus à ce qu'ils sont violemment entrechoqués sous l'action des vagues ».

II. - ORIENTATION DES LEVÉES DE GALETS
le classement dimensionnel des éléments constitutifs

Dans l'état où les ont laissées les déformations et déplacements successifs subis depuis leur dépôt, ces assises présentent des variations d'épaisseur dont l'ordonnance paraît présenter une importante composante E-W, conséquence ou, au contraire, facteur

d'orientation de lignes architecturales. Plusieurs amas de galets s'échelonneraient ainsi du Nord au Sud, le plus important : 30 m. d'épaisseur, constituant la crête sommitale de la Rhune (Athetaleon) (pl. I, fig. 2).

La mesure sur cible de « L » de 100 galets par station (Ph. ROGER) montre, pour l'ensemble des affleurements des conglomérats, une évolution en direction du S-W du diamètre maximum apparent. Il semble en première approximation que les plus gros galets, 300 à 500 mm, soient localisés sur le versant S-SW des accumulations. D'après le comptage de 8.100 galets, la série dimensionnelle est largement étalée pour des couches dont « Q 1 » est supérieur à 100 mm. Elle est, dans l'ensemble, nettement plus courte pour des sédiments dont « Q 1 » varie entre 30 et 70 mm. D'une façon générale, les histogrammes montrent une asymétrie négative. Il est vraisemblable que les points où la série dimensionnelle est fortement étalée correspondent aux parties hautes des cordons élémentaires (L. BERTHOIS, 1950). L'inclinaison des galets par rapport à la stratification est faible, leur orientation variable.

CONCLUSION

Si l'on rejette l'hypothèse peu vraisemblable de remaniements à partir de dépôts littoraux du Carbonifère, le cadre géographique ayant présidé au dépôt des conglomérats de la Rhune n'aurait rien à voir avec un épandage alluvial analogue à ceux si généralement réalisés au Pliocène terminal. Cette formation correspond, sans nul doute, à une série de levées de galets en bordure d'une côte. Ce littoral pouvait appartenir à un grand lac affecté de tempêtes ou plus simplement à un bras de mer triasique enveloppant un ou plusieurs motifs insulaires pyrénéens et plus précocement transgressif vers l'W qu'il n'était jusqu'ici admis. Des traces de percussion ont, en effet, été relevées (J. MULLER) dans des formations analogues, sinon de même âge, aux environs de Saint-Jean-Pied-de-Port. Le phénomène paraît même devoir s'étendre dans la zone des Nogueras espagnoles à la latitude de Luchon (Ph. ROGER).

Fig. 2

8 Epaisseur du conglomérat (en mètres).

25 Diamètre maximun apparent des galets de la section (en centimètres).

4 — Numéro et orientation de la section.

1 km

Montagne de Ciboure

Inicelaya

Soubissia

Arlepoa

La Petite Rhune

La Rhune

Col des Trois Fontaines

Athetaléon

Ourkilepoa

Harrondoa

Faage

Chapelle d'Olhain

Fig. 1

N

4 km

BIARRITZ

BAYONNE

L'Adour

N.10

USTARITZ

St JEAN DE LUZ

Urrugne

La Nivelle

St Pée sur Nivelle

Ascain

Région étudiée

La Rhune

Sare

Ainhoa

Pl. II


Fig. a


Fig. b


Fig. c


Fig. d

Ar

Br

Br

C

D

G

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

de langue française

André M. (1964). — Etude de l'ennoyage oriental du massif de la Rhune. *D.E.S. Lab. Géol. Approfondie*, Bordeaux.

Berthois (1949). — Contribution à l'étude de l'érosion marine et la formation des galets. *Bol. de Soc. geol.* Portugal, vol. 8.

— (1950). — Méthode d'étude des galets. Applications à l'étude de l'évolution des galets marins actuels. *Rev. Geomorph. Dyn.*, n° 5, p. 199-225.

Bigot (1904). — Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Caen. *B.S.G.F.* (4), p. 898. - Excursion à la baie d'Ecalgrain.

Cailleux A. (1945). — Distinction des galets marins et fluviatiles. *B.S.G.F.* (5), p. 375-404.

Dantard (1963). — Etude tectonique du massif de la Rhune. *D.E.S. Lab. Géol, Approfondie*, Bordeaux.

Guilcher A. (1951). — L'Influence respeetive des vagues et des courants de marée sur la disposition des levées littorales d'après deux cas du littoral breton. *Third Intern. Congres of Sedimentology* - Groningen-Wageningen, p. 127-133.

— (1954). — Morphologie littorale et sous-marine. Paris, *Presses Univ. de France*, 216 pages.

— (1958). — Les accumulations sous-marines du plateau de Molène et de la Chaussée de Sein (Finistère). 83e *Colloque intern. du C.N.R.S.* (Niee). Topographie et géologie dcs profondeurs océaniques. Paris, p. 109-141.

Guilcher A., Vallantin P., Angrand J.-P. et Galloy P. (1957). — Les cordons littoraux de la rade de Brest. *Bull. Comité d'Océanographie et d'Etude des Côtes* (Paris), t. 9. p. 21-54.

Guilcher A., Adrian B., Blanquart A. (1951). — Les « Queues de Comète » de galets et blocs derrière les roches isolées sur lcs côtes NW et W de la Bretagne. *Norois* (Poitiers), t. 6, avril-juin.

Hardy H. (1881). — Explieation de l'apparence de taille de certains silex tertiaires. *Bull. Soc. Hist. et Arch. du Périgord*, Juillet, 1, p. 1-8.

Haug E. (1907). — *Traité de Géologie*, p. 108. Armand Colin, Paris.

Hebert Ed. (1881). — Le terrain pénéen de la Rhune et l'étage corallien des Pyrénées. *B.S.G.F.* (3), t. IX, p. 179-181.

Lamare P. (1940). — Le bassin triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port, ses relations avec le Paléozoïque et le Crétacé des montagnes environnantes (feuilles de Saint-Jean-Pied-de-Port et de Mauléon). *B.S.G.F.*, t. XLII, n° 203, C.R. Coll. Campagne 1939, p. 141-157, pl. I, carte géol. et eoupes en noir.

— (1950). — *Notice sur les travaux scientifiques*, 68 p., 1 carte en couleur.

Mouline F. (1961). — Contribution à l'étude des terrains antéhercyniens du Massif de Cinco-villas. Reeherches préliminaires sur le Carbonifère de la Rhune et de l'Ibantelly. *D.E.S.*, Laboratoire de Géologie, Bordeaux.

Pei Wen Chung (1936). — Le rôle des phénomènes naturels dans l'éclatement et le façonnement des roches dures utilisées par l'homme préhistorique. *Rev. de Géographie et Géol. Dynamique,* vol. IX, fasc. 4, p. 349-423.

Réunion extraordinaire de la Société Géologique a Bayonne (1886). — Compte rendu de l'excursion à la Rhune par M. Leymerie. *B.S.G.F.* (2), t. XXII, p. 823.

Rutot A. (1908). — Quelques observations au sujet de l'action des torrents sur les cailloux. *Bull. Soc. Belge de Géol., Paléont. et Hydrol.,* Bruxelles, t. XXII, p. 309-317.

Stuart Menteath (1881). — Sur la géologie des Pyrénées de la Navarre, du Guipuzcoa et du Labourd. *B.S.G.F.* (3), t. IX, p. 304-333.

Tricart J. (1951). — Etude sur le façonnement des galets marins. *Proc.* 3[e] *Congres of Sedimentology,* Groningen-Wageningen, p. 245-255.

Tricart J. et Cailleux A. (1946). — Présence de matériel détritique marin dans l'Eocène du Sud-Est du bassin parisien. *C.R. Som. Soc. Géol. de France,* p. 112-115.

Vatan A. (1938). — Sur les formations continentales « sidérolithiques » semblant provenir de matériel marin dans le bassin de Paris méridional. *C.R. Som. Soc. Géol. France,* p. 290-292.

— (1946). — Remarques sur l'importance de remaniements. *C.R. Som. Soc. Géol. France,* p. 204-206.

— (1947). — La sédimentation continentale dans le bassin de Paris méridional (thèse).

IMP. DUCROS · Dépôt légal 2e trimestre 1966

TOME 102 1965 Série B - N° 9

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

LE REVÊTEMENT PERMO-TRIASIQUE DU JARRA ET DE L'ARRADOY EN PAYS DE CIZE
(Pyrénées occidentales françaises)
ANALYSE STRUCTURALE ET CINÉMATIQUE DES DÉFORMATIONS

Jacques MULLER
Attaché de recherche au C.N.R.S.
Laboratoire de Géologie
Faculté des Sciences de Bordeaux

---

avec 28 figures, 2 planches et 2 cartes

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 102 1965 SÉRIE B No 9

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 MAI 1965

Le revêtement permo-triasique du Jarra et de l'Arradoy en pays de Cize (Pyrénées occidentales françaises) Analyse structurale et cinématique des déformations

par Jacques MULLER
Attaché de recherche au C. N. R. S.
Laboratoire de Géologie
Faculté des Sciences de Bordeaux

LE CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DES MONTAGNES DU JARRA ET DE L'ARRADOY

I. - SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le village typiquement basque de Saint-Jean-Pied-de-Port, en Pays de Cize, se trouve dans une dépression triasique en forme d'amygdale allongée, d'orientation générale N 120° E. Cette dépression est limitée au N par la ligne de crêtes de l'Arradoy (661 m) et du Jarra (818 m) qui se prolonge vers le NNW en direction de Bidarray. Ces montagnes sont constituées de terrains paléozoïques revêtus de leur carapace détritique permo-triasique.

LAMARE a largement insisté sur la structure physique du Pays Basque et sur ses relations avec la géographie humaine. Nous renvoyons donc le lecteur de ces publications pleines d'intérêt (1950 a - 1950 b - 1954 b).

Pour nos levés géologiques, nous avons utilisé les nouveaux fonds topographiques au 1/20000e en stéréominutes non complétés, correspondant aux feuilles de Saint-Jean-Pied-de-Port XIII-46 et Iholdy XIII-45. Nous avons également levé à la planchette une carte au 1/250e pour la région d'Occos.

La toponymie est empruntée aux anciennes cartes partielles au 1/20.000e ainsi qu'aux cartes au 1/50.000e, en hachures, de Saint-Jean-Pied-de-Port et Iholdy. Cette toponymie est sommaire; pour faciliter la lecture de notre texte, nous en avons ajouté une autre, établie à partir des noms de villages et de lieux existants déjà, tels que Montagne d'Ispoure, Ravin d'Ithurralde, etc. Comme il est usuel de le faire en Pays de Cize, nous utiliserons l'abréviation « St-Jean » pour Saint-Jean-Pied-de-Port et « Baïgorry » pour Saint-Etienne-de-Baïgorry.

II. - LE CADRE GÉOLOGIQUE

A) - LE SOCLE HERCYNIEN

La région de Saint-Pied-de-Port est située sur la bordure orientale du vaste affleurement de socle hercynien connu généralement sous le nom de Mas-

sifs Basques. Ces massifs ont été divisés géographiquement (LAMARE, 1931) en :

Massif des Cinco Villas, à l'W. Au S de ce massif, se trouve une série d'écailles de terrains secondaires chevauchant vers le N et appelées « Nappe des Marbres » par LAMARE (1931).

Massif Rhune Haya, situé au N des Cincos Villas et séparé de celui-ci par un accident E-W.

Massif du Baygura-Ursuya au NE, appelé également Massif du Labourd. Ce massif se prolonge jusqu'au N de Saint-Jean-Pied-de-Port par les montagnes du Jarra et de l'Arradoy.

Massif des Aldudes-Quinto Real, au SE, qui se relie au Massif du Baygura-Ursuya par le petit massif d'Iparla. Ce massif d'Iparla est cependant partiellement séparé du Massif des Aldudes par la dépression triasique E-W d'Errazu-Ispéguy qui ne semble par avoir de prolongement profond vers l'E (LAMARE, 1944), mais qui, par contre, se prolonge vers le SW, vers la « Nappe des Marbres ». Le Massif des Aldudes est encore séparé des montagnes du Jarra et de l'Arradoy par la dépression triasique de Saint-Jean, Baïgorry, Bidarray.

Massif de Mendibelza, à l'E du Massif des Aldudes. Il est séparé de celui-ci par une zone d'accidents plus ou moins N-S. Selon CASTÉRAS (1952), ce massif et celui d'Igounce, plus à l'E, s'alignent sur le prolongement d'une ride frontale de la zone axiale.

Au N du Massif de Mendibelza, et séparé de celui-ci par le synclinal mésozoïque des Arbailles (Trias, Jurassique et Crétacé inférieur), le socle réapparaît en anticlinal près d'Hosta et dans la Haute Bidouze. Cette petite « fenêtre » de terrains primaires est séparée de la montagne de l'Arradoy par la zone de dislocation de Jaxu, Bustince, Saint-Jean-le-Vieux (LAMARE, 1940 a), zone composée de terrains jurassiques et triasiques avec quelques lambeaux de primaire, tous ces terrains étant recouverts en discordance par le Crétacé inférieur puis par le flysch.

Nous soulignerons encore l'importance des deux grandes masses de terrains mésozoïques qui n'ont, à première vue, aucune liaison structurale : le *synclinal des Arbailles* à l'E et *synclinal complexe de la « Nappe des Marbres »* à l'W. Ces deux structures sont séparées par une bande de terrains hercyniens qui forment le Massif d'Iparla. Du point de vue paléographique, les auteurs s'accordent pour relier ces deux domaines au Jurassique, alors qu'au Crétacé inférieur, il n'y avait probablement plus de liaison.

Si ce socle paléozoïque n'affleure pas partout dans la région de Saint-Jean-Pied-de-Port, parce que recouvert par des formations plus récentes, on le devine en bien des endroits. Par exemple, on sait qu'il se trouve très proche sous le revêtement gréseux ou argilitique du Permo-Trias. De nombreux auteurs ont confondu volontairement sur les cartes structurales récentes, le socle et son revêtement de Permo-Trias inférieur (LAMARE 1931, CASTÉRAS 1952).

Là où il est accessible à l'observation, le socle se montre généralement fortement affecté par des accidents cassants nombreux et d'âges différents; une grande partie ne sont pas indiqués sur la carte géologique de Saint-Jean-Pied-de-Port, 2e édition 1954 au 1/80.000, ni sur aucune carte plus récente. Ils peuvent être verticaux, subverticaux ou obliques. Leur direction peut être parfaitement définie par la tectonique. Certains d'entre eux se traduisent parfois très visiblement lorsque les lambeaux de revêtement permo-triasique sont conservés : on voit ainsi, par exemple, des décalages par faille ou décrochement, des flexures du revêtement, alors que le socle est affecté d'une déformation cassante, des structures synclinales plus ou moins pincées, etc. Il va sans dire que l'image donnée par ces dislocations du socle n'est pas restreinte à la surface de l'affleurement. On peut supposer que le socle, masqué par son revêtement, présente un type de déformation identique sur de grandes étendues. De nombreux auteurs ont déjà insisté sur ce facteur important de la géologie pyrénéenne : ARGAND (1922) et les travaux de synthèse de JACOB (1930), LAMARE (1931 et 1936). CASTÉRAS (1933) l'a exprimé plus distinctement en distinguant le revêtement et la couverture.

En analysant la nature des mouvements qui se sont produits le long des accidents du socle et la manière dont ces mouvements se sont répercutés dans le revêtement ou la couverture, on peut reconstruire une partie de l'histoire des déformations de l'édifice secondaire et tertiaire de la chaîne pyrénéenne.

Dans un premier stade, on peut donc étudier les déformations du revêtement permo-triasique non décollé de son socle (le terme revêtement est pris ici dans le sens que lui a donné CASTÉRAS, 1933, p. 512). Ce revêtement a « enregistré » les différentes déformations de substratum, que celles-ci soient synchrones du dépôt permo-triasique ou postérieures. En outre, par sa nature transgressive, ce dépôt a cicatrisé certaines étapes de l'évolution morphologique du socle.

B) - LA DEPRESSION TRIASIQUE DE SAINT-JEAN-PIED-DE-PORT

I. — LA PARTIE CENTRALE DE LA DEPRESSION

La dépression triasique de Saint-Jean a, dans sa partie centrale, une structure synclinale complexe, de direction N 110° à N 120° E et faillée sur son flanc S. Elle est occupée principalement par du Trias supérieur et moyen avec, par endroit, quelques lambeaux de calcaire jurassique et crétacé.

Le Trias inférieur gréseux (ou Permo-Trias, voir p. 6) apparaît sur le bord septentrional de la dépression en formant un monoclinal incliné au S de 30 à 40°. Il constitue, avec les conglomérats de base, le revêtement du socle hercynien des montagnes du Jarra et de l'Arradoy. Ces montagnes se rattachent, nous l'avons dit précédemment, au Massif hercynien du Baygura.

Le bord méridional de la dépression de Saint-Jean est constitué par une zone extrêmement broyée de terrains triasiques et primaires appartenant au Massif des Aldudes. Ceux-ci sont recouverts en discordance par du crétacé inférieur, puis par du flysch. L'ensemble a été déformé lors des mouvements tertiaires (LAMARE 1954).

II. — LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA DEPRESSION

La dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port, qui se poursuit à l'W jusqu'à Baïgorry, tourne brusquement vers le N à partir de cette dernière localité en prenant une direction presque méridienne. Elle se termine aux environs de Bidarray. Le revêtement triasique gréseux du Jarra et de l'Arradoy tourne également vers le N, ainsi que son substratum et forme le flanc oriental de cette dépression méridienne.

A l'W, le contact entre le Trias et le Paléozoïque du Massif d'Iparla, se fait, selon LAMARE (1941), par cisaillement vertical. La structure de la dépression méridienne est, par là, bien semblable à celle de la dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port.

A l'W de Baïgorry, il faut s'élever de quelques 700 mètres pour retrouver, près du Col d'Ispéguy, le Permo-trias gréseux qui forme le revêtement des montagnes paléozoïques du Massif d'Iparla. Le décalage entre le Trias inférieur de la dépression de Baïgorry et celui d'Ispéguy est donc important puisqu'il dépasse 800 mètres. Vers le N, à l'W de Bidarray, le décalage est beaucoup plus faible et ne doit pas dépasser une centaine de mètres.

III. — LA PARTIE ORIENTALE DE LA DEPRESSION

Vers l'E, la dépression de Saint-Jean se relie mal avec la structure synclinale des Arbailles. La carapace gréseuse qui recouvre la montagne de l'Arradoy s'enfonce rapidement vers l'E et disparaît au niveau de la zone de dislocations complexes de Jaxu, Bustince, Saint-Jean-le-Vieux.

Certains auteurs pensent que cette zone de dislocation pourrait se relier vers le N à celle de Suhescun, Iholdy, Saint-Esteben, en direction d'Hasparren. LAMARE pércise (1954, page 91) : « La structure se modifie du tout au tout sur une ligne méridienne passant par Saint-Esteben, Iholdy, Jaxu, Saint-Jean-le-Vieux et Estérençuby. On assiste là, sur plus de 50 kilomètres du N au S, à une brusque surrection d'unités hercyniennes, surrection qui disloque et morcelle les terrains secondaires, leur impose sa propre direction, et en même temps, supprime, par surélévation axiale, le synclinal des Arbailles dont les débris mêlés à des lambeaux paléozoïques forment la zone de dislocation Jaxu-Bustince. »

CONTRIBUTION A LA STRATIGRAPHIE DU TRIAS ET DU JURASSIQUE DE LA BORDURE NORD DE LA DÉPRESSION DE SAINT-JEAN-PIED-DE-PORT

I. - LE PALEOZOÏQUE

Le Paléozoïque non différencié sur notre carte est constitué de Dévonien inférieur calcaire et schisteux, surmonté d'une série d'argilites schisteuses grises du Dévonien moyen. L'étude stratigraphique des séries paléozoïques dépassant le cadre de ce travail, nous n'insisterons ici que sur la nature lithologique des terrains formant le socle et sur lesquels se sont déposées les formations permo-triasiques.

Le Dévonien inférieur : Les calcaires et calcaires gréseux du Dévonien inférieur forment le substratum des formations permo-triasiques depuis la montagne de Martinlouchia, à l'E du Pic de Jarra, jusque sur la rive gauche de la Nive des Aldudes. De couleur gris clair ou gris vert, ces calcaires ont une patine ocre. Entre les bancs calcaires, il y a des intercalations de schistes gris ardoise. Au NE de la montagne de Martinlouchia, la partie supérieure de ces calcaires est formée de grès calcareux micacés et de calcschistes très fossilifères, pétris de Bryozoaires. A l'E du Pic Leshondo, entre le col du Lourson et le Col de Fagalde, les calcaires passent à des argilites schisteuses gris noir.

Ces calcaires ont été profondément entaillés par l'érosion qui a précédé le dépôt des formations permo-triasiques. Entre le Pic Leshondo et le ravin de Castaréné, on observe une surface karstique ainsi que quelques petites falaises « fossilisées ».

Le Dévonien moyen : A l'E de la montagne de Martinloucha, les calcaires sont surmontés d'une série formée essentiellement de schistes gris ardoise avec de fréquents nodules de calcaire gris noir. LAVERDIÈRE (1930) les a attribués au Dévonien moyen. Ils s'étendent jusqu'à la ferme Bellagoria, au NE du Pic d'Arradoy. Ces schistes sont parfois micacés et renferment des intercalations de grès argileux et de calcaires gréseux.

II. - LE PERMO-TRIAS

A) - HISTORIQUE

Depuis JACQUOT (1888), de nombreux auteurs ont décrit brièvement les caractères lithologiques des formations gréseuses et conglomératiques du Jarra et de l'Arradoy et qu'ils ont attribuées, en l'absence de fossiles, soit au Permo-Trias, soit à l'un ou l'autre de ces deux étages.

FOURNIER, en 1908, rapporte les poudingues quartzeux à la partie inférieure du Trias. Il remarque que ces poudingues passent latéralement à des grès rouges et à des grès bigarrés sur la feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port. En 1913, il rattache les grès du Jarra et de l'Arradoy au Trias inférieur qui repose en discordance sur le Dévonien (au col Iratcenia ou Iratcelliay) et plus au NW, sur le Silurien.

LAMARE, en 1927, donne pour la première fois une succession plus détaillée des séries permo-triasiques de la partie espagnole de la feuille de Bayonne qui, précise-t-il, ont des faciès identiques à ceux du Pays Basque français. En 1928 puis en 1936, il complète la série stratigraphique de la Navarre Espagnole :

Le Permien, constitué de grès et de poudingues, est surmonté de grès friables et d'argilites dans lesquels les coulées de basalte spilitique sont fréquentes. Cette série est surmontée par le Trias inférieur.

Il attribue aux Grès bigarrés la formation des poudingues de base, grès, argilites et psammites dans lesquelles il a trouvé *Coniferomyelon*, du Trias lorrain.

Il rattache cependant au Keuper (en dehors des argiles bariolées typiques gypsifères et salifères) une série d'argiles feuilletées noires, sans sel ni quartz, rubanées, de couleur rouge et verte, et qui correspondent à notre série des argilites à pseudomorphoses de sel.

En 1938, il discute l'attribution des deux formations au Permien et au Trias et conclut : « Pour la commodité du langage, nous qualifierons la première de permienne et l'autre de triasique, sans nous demander si la limite correspond rigoureusement à celle des deux systèmes. » En l'absence de fossiles caractéristiques, nous utiliserons cette même division.

En 1939, LAMARE remarque que les termes inférieurs du Trias (notre série de poudingues et de grès de la barre inférieure) manquent quelquefois en des endroits où le Permien

fait lui-même défaut, par exemple sur le flanc W du Jarra entre Eyharce et Baïgorry où les grès psammitiques et argilites reposent directement en discordance sur le Dévonien.

En 1940, LAMARE (1940 b) indique que les grès bigarrés sont surmontés sur le flanc S du Jarra, non loin d'Irouléguy, d'argilites schisteuses et écailleuses, rubanées (celles qui correspondent à nos argiles à pseudomorphoses de sel).

Considérant la bordure méridionale du Jarra comme une zone relativement tranquille, il est surpris de constater le passage normal des argilites rubanées aux glaises bariolées du Keuper sans interposition du Muschelkalk. (En réalité, sur toute la bordure méridionale du Jarra, le contact entre les argiles bariolées du Keuper et les argilites rubanées est toujours anormal, voir p. 9-13). Pour expliquer cette anomalie, LAMARE pense que ces argilites rubanées, au lieu d'appartenir au Keuper, pourraient être un équivalent du Röt à moins qu'elle se substituent au faciès calcaire et soient à rapprocher des argilites du Groupe de l'anhydrite.

Bien que nous ne disposions actuellement d'aucun critère paléontologique, nous avons rattaché ces argilites rubanées à pseudomorphoses de sel au Groupe de l'anhydrite, de par leur position dans la série lithologique. Cet horizon d'argilites rubanées à pseudomorphoses de sel représente un excellent repère pour l'établissement des cartes géologiques et il est essentiel de le distinguer, dans la mesure du possible, des argiles du Keuper.

En 1952, LAMARE précise encore les caractères des argilites qui constituent le sommet des Grès bigarrés : « Absence de plasticité en présence d'eau, teneur en grain de quartz plus élevée que celle des argiles bariolées. Elles passent vers le bas à des psammites et grès micacés en dalles avec, maintes fois, alternanees répétées d'argiles, psammites et grès. Elles ne se rencontrent jamais dans les grès de la base de l'étage. »

Ainsi que nous venons de le voir les caractères essentiels du trias inférieur de la région de Saint-Jean-Pied-de-Port ont été décrits par les auteurs et principalement par LAMARE. Notre contribution consistera à préciser la succession lithologique et ses variations latérales.

B) - LE TRIAS INFERIEUR.

Le Trias inférieur du Jarra et de l'Arradoy a été divisé lithologiquement en :

Grès bigarrés :

- Conglomérats de base.
- Grès de la barre inférieure.
- Argilites, psammites et grès des barres intermédiaires.
- Grès de la barre supérieure.
- Argilites à « slumping ».

Groupe de l'Anhydrite (?) :

- Argilites rubanées à pseudomorphoses de sel.

I. - Les Conglomérats de base.

Comme leur nom l'indique, ils forment la base de la série dite triasique et reposent en discordance sur un socle plissé et arasé constitué de calcaires et de schistes paléozoïques.

Au N du Pic d'Arradoy, les conglomérats sont constitués principalement de galets quartzeux : quartzites paléozoïques blancs, gris ou rougeâtres, rubanés ou feuilletés; grès ocres ou rougeâtres; quartz blancs ou rosés dans lesquels on rencontre parfois de larges micas blancs (pegmatites); enfin quelques petits fragments d'argilite schisteuse grise pouvant provenir du substratum paléozoïque.

Les galets ont une forme ovale, allongée ou s'en rapprochant. Leur surface est lisse. Certains sont impressionnés. Leur dimension est très variable et il y a peu ou pas de triage. Les plus gros galets ont une trentaine de centimètres suivant le grand axe et 10 à 15 cm. suivant le petit axe. Ces galets sont généralement mêlés à des galets de diamètre allant jusqu'à 1 ou 2 cm. Ils sont liés par un ciment argilo-gréseux. Les bancs de conglomérats renferment quelques intercalations gréseuses discontinues et passent très rapidement, vers le haut, aux grès de la barre inférieure.

Des conglomérats de ce type se rencontrent également juste à l'W du point 480 m. Plus à l'W ils disparaissent. On ne les retrouve pratiquement que sur la rive gauche de la Nive, puis dans le Ravin d'Ithurralde ; ils se suivent alors jusqu'à la Montagne de Martinlouchia. Leur épaisseur varie dans ce secteur entre 5 et 15 m. Les galets sont souvent cassés et portent des traces de chocs (GOTTIS et ROGER, 1965). Partout ils reposent sur un substratum où il n'existe pas de roches quartzitiques.

Au NW du point 480 M. et en descendant vers la Nive, les conglomérats qui reposent sur les schistes dévoniens du Creux de Marroenia sont d'un type un peu différent.

Ils sont constitués de fragments anguleux de grès et d'argiles triasiques remaniés et de schistes dévoniens avec quelques galets de quartz blanc ou rosé. A l'W de la Montagne de Martinlouchia, leur nature est semblable, mais les fragments de calcaire dévonien directement empruntés au substratum, remplacent les éléments schisteux. L'épaisseur des conglomérats, qui ne dépasse pas 1 à 2 m, se réduit à l'W du Pic de Jarra à 10 - 20 cm. A l'W du Pic Leshondo, ils redeviennent plus épais et sont constitués de galets de quartzites paléozoïques auxquels s'ajoutent des fragments plus ou moins émoussés d'argilites schisteuses du Dévonien inférieur et de grès triasiques.

La nature des éléments constituant les conglomérats n'est donc pas toujours influencée par la nature lithologique du substratum sur lequel ils reposent. En certains endroits les conglomérats sont formés de quartzites d'origine lointaine alors qu'ailleurs, principalement dans la région occidentale, leur constitution est mixte et leur épaisseur beaucoup plus faible. Ceci implique la présence de deux types différents de sédimentation. En outre, l'âge de ces conglomérats varie d'E en W. Ils « montent » visiblement dans la série litho-stratigraphique entre la ferme Caracoëtchia et le Pic Leshondo.

II. - Les grès de la barre inférieure

Les grès de la barre inférieure, qui surmontent presque partout les conglomérats de base du Trias, forment, dans le paysage, une barre rocheuse pouvant atteindre une cinquantaine de mètres de puissance. LAMARE (1954) rattache hypothétiquement cette formation (avec les conglomérats de base) aux Grès Vosgiens.

Dans ces grès, de couleur brun rougeâtre, de grain moyen à grossier, se trouvent de nombreuses intercalations conglomératiques discontinues et irrégulièrement réparties. Elles sont formées, soit de galets d'argilite très aplatis, soit de fragments arrondis ou anguleux de quartz, quartzites et grès. Dans la carrière de la route Nle 618, au N de la ferme Arbelarre, les éléments de ce conglomérat indiquent un remaniement partiel sur place.

Les bancs de grès ne dépassent pas un mètre d'épaisseur. Les structures entrecroisées y sont fréquentes. Dans la Montagne de Caracoëtchia, à l'E du Pic de Jarra, et dans la Montagne du Lourson, à l'W, les structures sédimentaires (direction et forme des « berceaux ») indiquent que l'apport détritique venait du N.

III. - Les argilites, psammites et grès des barres intermédiaires

Les grés de la barre inférieure sont surmontés d'argilites puis d'une alternance de grès fins, micacés, en dalles peu épaisses (psammites), de grès argileux et d'argilites.

On observe quelquefois un certain ordre dans eette succession lithlogique qui, sans que ceci constitue une loi générale, se répète de place en place : les bancs de grès à grands berceaux sont surmontés de grès à petits bereeaux, puis d'argilites, puis de psammites plus ou moins micacées en dalles d'épaisseur constante qui passent vers le haut à des psammites à petits berceaux et, finalement, à des argilites. Mais, bien souvent, plusieurs séries de psammites se superposent ou semblent passer latéralement à des grès ou des argilites, à moins qu'il ne manque un ou plusieurs termes de la séquence.

Dans le paysage, les grès et psammites forment des petites barres rocheuses qui peuvent se suivre de place en place. Sur la carte géologique, nous n'avons différencié que les barres gréseuses (grès et psammites) et les argilites. Cette cartographie était indispensable à réaliser pour « détecter » les accidents tectoniques. La plupart des barres ont de 4 à 8 m d'épaisseur. Certaines d'entre elles, plus minces, ont été légèrement « grossies » pour faire ressortir leur position. Dans plusieurs ravins de la partie méridionale du Jarra, les barres gréseuses semblent se resserrer en allant vers le Sud. Ce phénomène est un peu exagéré par la morphologie, car sur les flancs très raides des ravins, les différentes barres affleurent presque sur une même verticale.

La eoulcur des grès, psammites et argilites est généralement rouge brun. Les taches et intercalations gris-vert sont plus fréquentes dans la partie supérieure de la série, particulièrement dans les argilites.

Dans les grès on rencontre fréquemment de petits galets isolés d'argilite. Ceux-ci peuvent se grouper pour former une intercalation conglomératique lenticulaire ou en « poche ».

Dans la partie supérieure de la série il y a de minces niveaux conglomératiques d'argilite à ciment carbonaté. Les fragments sont formés de petites écailles d'argilite de 1 à 2 cm de diamètre mêlées à du sable et du matériel limonitique. Par dissolution du carbonate ces niveaux deviennent poreux et très friables. Associés aux intercalations gris vert, ils indiquent toujours la proximité de la barre supérieure de grès (fig. 1). Dans les niveaux appartenant à la moitié supérieure de la série, les structures de sols craquelés, glissements intraformationnels et ripplemark, deviennent plus abondantes de même que les traces de vers et les gisements de plantes, assez mal conservés dans l'ensemble.

La « zone haute » du Pic Leshondo

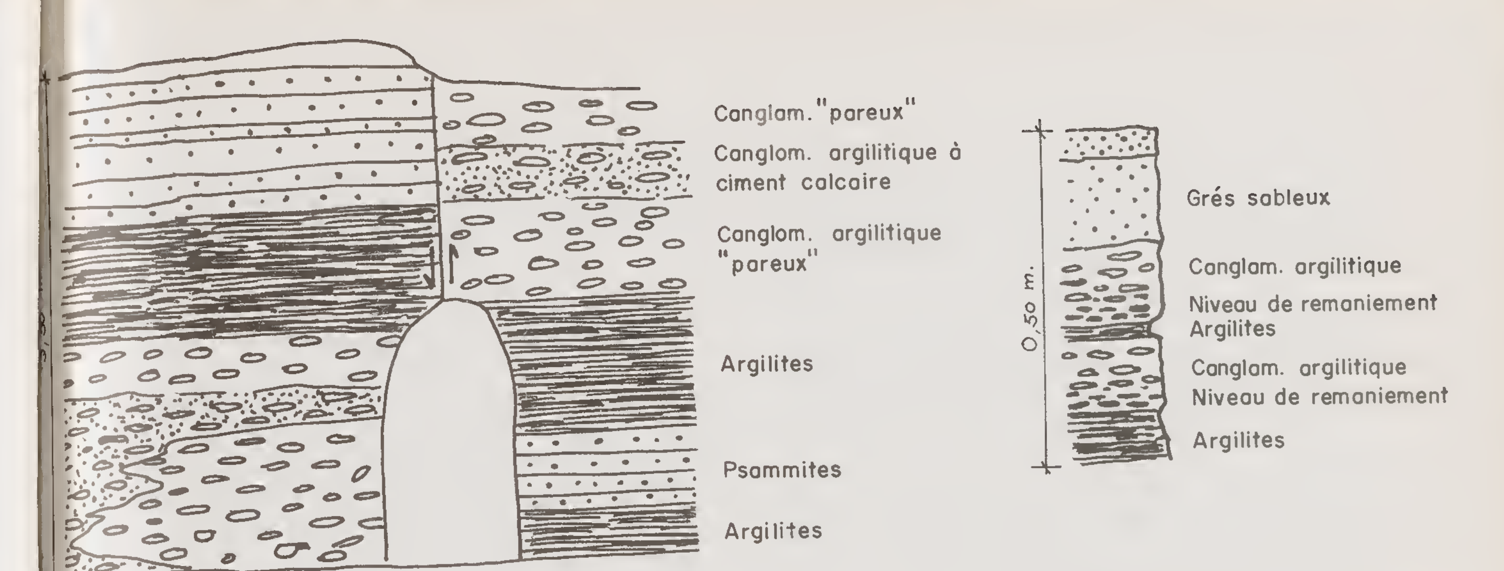
A l'W du Pic de Jarra, les différents bancs gréso-psammitiques de la partie inférieure de la série, se biseautent successivement en approchant du Pic Leshondo. Ce phénomène est bien visible depuis ce dernier sommet (fig. 2).

Comme nous l'avons vu, les conglomérats de base diminuent d'épaisseur d'E en W. La barre inférieure de grès s'amincit aussi et s'arrête pratiquement au niveau du ravin de Castaréné. Seul, le banc de grès à petits berceaux qui forme le sommet de cette barre inférieure se poursuit un peu plus à l'W, mais vient s'arrêter au niveau de l'arête entre les ravins de Castaréné et de Chinco (barre 1 de la fig. 2).

Le banc de grès suivant, qui ne dépasse pas 1 m d'épaisseur, vient se terminer au niveau du ravin de Chinco, pratiquement sur la faille. La barre suivante, la première que nous ayons rapportée sur la carte, arrive enfin jusqu'au Pic Leshondo (barre 4 de la fig. 2). A partir de cet endroit, elle surmonte une formation gréseuse qui augmente rapidement d'épaisseur en allant vers l'W et à la base de laquelle se trouve un conglomérat polynégique plus ou moins anguleux.

La « zone haute » du Pic Leshondo-Ravin de Castaréné, sépare deux complexes détritiques, le complexe occidental étant légèrement plus jeune, tout au moins dans sa partie supérieure, que le complexe oriental. Dans cette zone haute, les calcaires dévoniens du socle ont été fortement érodés avant le dépôt des formations triasiques. A l'E du Pic Leshondo, on observe un relief karstique dont les crevasses sont remplies de matériel détritique triasique avec quelques fragments de calcaire dévonien. Sur l'arête entre les ravins de Castéréné et de Chinco, une petite falaise calcaire, sapée à la base, est fossilisée par les sédiments triasiques. Les structures sédimentaires relevées dans les grès le long de cette falaise indiquent que les courants avaient une direction N-S et que l'apport venait du N.

Par suite d'une erreur d'impression, la barre inférieure de grès se poursuit sur notre carte géologique d'E en W, alors qu'elle devrait s'interrompre entre le ravin de Castaréné et

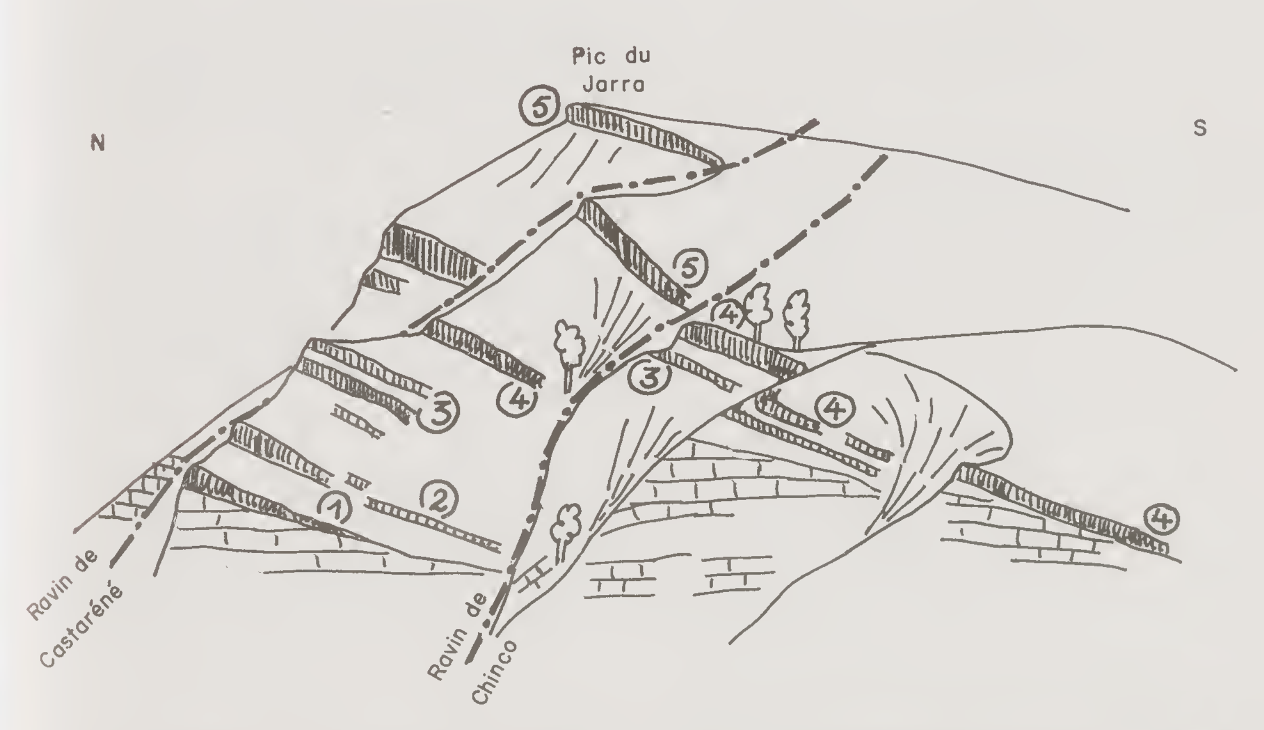


Coupe de la route d'Irauléguy au col d'Aïhely au niveau du ravin d'Etcheverry

Coupe de la même route à l'alt. 280 m. à l'Est d Arrecki

Niveaux conglomératiques argilitiques à ciment calcaire. Par dissolution du calcaire les conglamérats deviennent "pareux"

Fig. 1



Biseautage des premières barres intermédiaires sur les calcaires paléazoïques de la zone haute du Ravin de Castaréné _ Pic Leshondo ; Vu depuis le Pic Leshanda

Barre · gréseuses } Trias inférieur
Argilite }
Calcaire dévanien
Failles

Fig. 2

le Pic Leshondo. Dans cette zone haute, la première barre intermédiaire repose directement sur le socle paléozoïque, tandis qu'à l'W du Pic Leshondo, elle coiffe la barre inférieure de grès et ne s'en distingue pas.

IV. - Les grès de la barre supérieure

C'est la dernière unité gréseuse du Trias inférieur. Elle forme un banc de 2 à 3 m de puissance pouvant se réduire à moins d'un mètre. Encadrée à la base et au sommet par d'épaisses séries d'argilites, elle constitue un excellent horizon repère.

Vers l'W, à partir du Ravin de Bordorc, et sur le flanc S de la Montagne d'Errecaldia, on retrouve dans la série des argilites à slumping, un mince niveau de grès plus ou moins argileux. Près de la Nive des Adudes, au N de la ferme Bouroutouzer, les faciès changent et les grès sont remplacés par une alternance de psammites et de grès argileux.

V. - Les argilites à « slumping »

Les argiles à « slumping » forment un gros complexe qui surmonte la barre supérieure de grès. A la base, les argilites rougeâtres sont assez gréseuses, non plastiques en présence d'eau et se désagrègent en petits fragments anguleux à cassure conchoïdale.

Les figures de glissements intraformationnels sont fréquents. Ceux-ci sont caractérisés par des plans de glissement de forme concave, enchevêtrés, sur lesquels on observe des stries de mouvement qui divergent souvent depuis une petite masse abrupte de quelques centimètres de hauteur et qui correspond à une niche d'arrachement. Ces figures de glissement sont liés au début du phénomène donnant naissance au « slumping » proprement dit (Gottis, communication orale). La couleur des argilites est brun rougeâtre avec quelques taches gris vert.

Dans la partie supérieure de la série, les taches gris vert deviennent nombreuses et constituent de minces intercalations dans lesquelles se trouvent de petites lentilles de 2 à 5 mm d'épaisseur de calcaire dolomitique gris. On passe ainsi aux argilites rubanées qui forment la transition avec les argilites à pseudomorphoses de sel.

VI. - Les argilites à pseudomorphoses de sel

Les argilites à « slumping » passent en transition à des argilites gris-vert, gris-noir, ocres ou rouillées, souvent feuilletées avec de fréquentes intercalations de calcaire dolomitique lenticulaire à surface bosselée. Dans les argilites ocres rouillées, les pseudomorphoses de trémies de sel ne sont pas rares.

On peut en observer sur le sentier allant d'Occos au Col d'Arrétchéa (point E2 de la carte structurale), ainsi qu'au SE de ce col. La disparition des faciès rouges marque pratiquement la limite entre les argilites à slumping et les argilites à pseudomorphoses de sel (fig. 3).

Les structures de sols craquelés sont très fréquentes. Par endroit,les calcaires dolomitiques remplissent les craquelures plus ou moins hexagonales avec remaniement superficiel des argilites dans la partie centrale des hexagones. Ailleurs, de petites écailles d'argilites desséchées sont enchevêtrées et englobées dans un ciment calcaréo - dolomitique.

Ces argilites à pseudomorphoses de sel sont très plastiques en présence d'eau et constituent *le premier niveau « lubrifiant »* du revêtement permo-triasique. Ce sont ces argilites qui supportent les calcaires jurassiques des montagnes de Sor et d'Irouléguy et en partie les calcaires infraliasiques qui s'étendent entre la ferme Berramberry et Occos. Au contact, elles sont généralement très déformées (plissotements et brèches tectoniques). Nulle part, nous n'avons pu reconnaître de passage normal entre les argilites à sel et les argiles bariolées du Keuper ou les formations calcaires du Jurassique.

C) - LE MUSCHELKALK

N'ayant pas rencontré sur le territoire étudié d'affleurement à faciès Muschelkalk, nous n'aborderons pas ici le problème de cet étage qui a fait d'ailleurs l'objet de travaux intéressants dans la région méridionale de la dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port (Dubar 1925, Lamare 1936 et 1943, Destombes 1947).

D) - LE KEUPER

Les argiles bariolées, à faciès Keuper, constituées de niveaux d'argiles très plastiques en présence d'eau, sont de couleurs vives, rouge brique, violacé, rougeâtre, gris-vert ou ocre. Elles sont fréquemment accompagnées de cargneules.

Sur le flanc S de la montagne d'Errécaldia, ces argiles bariolées sont très typiqes. On les observe dans la tranchée du sentier au SE de la ferme Osquy. Au NW d'Occos, les cargneules et brèches bariolées se trouvent directement au contact avec les argilites à pseudomorphoses de sel. Le contact tectonique est visible dans le sentier allant d'Occos au Vallon de Pelevan, à l'altitude 180-200 m.

On retrouve également des argiles bariolées au N de l'ancienne église d'Irouléguy. Une bande d'argiles bariolées accompagnées de cargneules affleure sur le flanc S de la montagne de Sor où elle sépare les formations calcaires infraliasiques des formations jurassiques proprement dites.

Dans toutes ces argiles bariolées le gypse est rare et semble avoir migré. A 100 m à l'W de Sorhoueta, il forme un petit gisement qui a fait l'objet d'une exploitation actuellement abandonnée. Les argiles bariolées à faciès Keuper constituent le *second niveau « lubrifiant »* du revêtement permo-triasique.

Les affleurements d'ophite que nous avons trouvés en plusieurs endroits semblent liés aux argiles du Keuper. La masse la plus importante constitue la montagne d'Ottikoren, dans la région occidentale, et se prolonge tant à l'W qu'au NE. Cette masse est en contact anormal et recoupe obliquement les argilites à slumping et à pseudomorphoses de sel de la montagne de Joucohardaléguy.

E) - CONCLUSION

La série détritique triasique débute par un conglomérat de base discordant et transgressif sur le socle paléozoïque. Il est généralement surmonté par une puissante série de grès, puis d'une formation où alternent les grès, les psammites et les argilites. Le matériel détritique devient de plus en plus fin vers le haut de cette formation où dominent les argilites dans lesquelles apparaissent, finalement, des intercalations de calcaire dolomitique annonçant la sédimentation du « Muschelkalk ».

Cette formation détritique a été attribuée au Trias inférieur par analogie de faciès avec les régions avoisinantes où les assises permiennes et triasiques définies par LAMARE sont représentées. L'absence de « Muschelkalk » semble devoir être attribuée à des mouvements tectoniques au niveau des argiles du Groupe de l'anhydrite et du Keuper. Le Keuper se présente sous forme d'argiles bariolées d'où le gypse a probablement migré en constituant le petit gisement de Sorhoueta, par exemple.

La surface anté-triasique présentait quelques bombements tels que la *zone haute du Pic Leshondo-Ravin de Castaréné* qui a guidé la sédimentation au début du Trias inférieur. Les conglomérats polygéniques à gros galets arrondis de quartzite paléozoïque, avec traces de chocs, indiquent peut-être la présence d'une terrasse de tempête (GOTTIS et ROGER, 1965). Lors du dépôt de la série inférieure de grès, les courants avaient une direction sensiblement N-S, l'apport venant du N.

Sur la carte géologique au 1/80.000^{e} de Saint-Jean-Pied-de-Port (1954), LAMARE groupe dans le Keuper les argilites feuilletées correspondant à celles de la série à pseudomorphoses de sel et les argiles bariolées. Cette attribution au Keuper de deux séries qui doivent normalement encadrer les calcaires du « Muschelkalk », ne permet guère de différencier ces calcaires de ceux de l'Infralias quand les affleurements sont peu étendus.

L'attribution de nos différentes séries aux subdivisions du Trias reste délicate en l'absence de fossiles caractéristiques. Ce problème dépasse d'ailleurs le cadre de ce travail consacré principalement à une étude structurale et cinématique. Il importait de définir des unités lithologiques de caractères assez constants, permettant de suivre les structures et de localiser les accidents tectoniques. Dans cette optique, les grès de la barre inférieure, les argilites à slumping et à pseudomorphoses de sel représentent des niveaux largement étendus dans la partie W des Pyrénées Occidentales. Pour l'établissement d'une chronologie des déformations, les problèmes deviennent différents et les précisions d'ordre stratigraphique sont alors indispensables. L'étude minutieuse des nombreux gisements de plantes répartis dans la moitié supérieure de la série détritique du Trias inférieur devrait permettre la découverte de quelques espèces caractéristiques.

III. - LE JURASSIQUE

A) - HISTORIQUE

JACQUOT, en 1888, signale du Lias au fond de la dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port, en petits lambeaux isolés, recouvrant les marnes du Keuper. Un de ces lambeaux forme le coteau d'Irouléguy.

SEUNES, en 1890, cite quelques ammonites toarciennes et aaléniennes au N de l'ancienne église d'Irouléguy.

STUART-MENTEATH, en 1891, sur sa carte géologique de la Haute et Basse Navarre, figure tout le bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port en Jurassique avec quelques taches d'ophite.

Pour FOURNIER, en 1908, les formations jurassiques d'Irouléguy seraient transgressives sur le Trias.

Il définit, au NW de Moussourils, un Bajocien calcaréo-marneux surmonté de calcaires du Bathonien et du Callovien, peut-être même avec un peu d'Oxfordien.

DUBAR, en 1925, reprenant tous les travaux antérieurs, établit la première échelle stratigraphique valable du Lias et du Dogger dans la région de Saint-

COUPE DE LA PARTIE INFÉRIEURE DE LA SÉRIE DES ARGILITES A PSEUDOMORPHOSES DE SEL

Calcaires rubanés

Calcaires bréchiques

Contact anormal

Argilite gris vert et calcaire lenticulaire
à surface bosselée et en gros vermicules

Argilite rougeâtre

Argilite gris noir

Argilite rougeâtre

Argilite gris vert et calcaire lenticulaire
et en minces intercalations de 2 à 5 mm.

Argilite rougeâtre

Argilite gris noir

Argilite gris vert avec petites lentilles
de calcaire dolomitique.

Argilite gris vert et gris noir

Argilite rouge brun

Argilite gris vert

Argilite rouge brun

Argilites à pseudomorphose de sel
18 m. visibles

Argilites à
slumping

Fig. 3 – COUPE DU SENTIER AU NORD DE LA BERGERIE ETCHENIC – FLANC SUD DE LA MONTAGNE D'ETCHETA

Jean-Pied-de-Port. Il distingue le *niveau du tuf* à fragments de roches éruptives qu'il compare à celui de Ségalas en Ariège et qu'il attribue à l'Hettangien.

Lamare, en 1940, donne un bref résumé de la stratigraphie du Jurassique, qu'il a établie pour la feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port. Cette stratigraphie est très voisine de celle de Dubar.

Il distingue, à la base, 50 à 100 m de cargneules et de dolomies cloisonnées grises attribuées éventuellement au Rhétien. Au-dessus viennent quelques mètres d'un Hettangien douteux, constitué par une brèche ferrugineuse (tuf ophitique) et qui ne comporte pas de calcaires rubanés caractéristiques. Cet Infra-lias est surmonté de calcaires sinémuriens puis de Lias moyen et supérieur et, finalement, de Dogger. En 1943, dans une note à propos des calcaires vermiculés du Muschelkalk, Lamare souligne l'importance du tuf ophitique et des calcaires rubanés de l'Infra-lias qui permettent d'en faire la distinction avec le Muschelkalk. En 1954, sur sa carte géologique de Saint-Jean-Pied-de-Port au 1/80.000 il attribue néanmoins au Muschelkalk des affleurements caractéristiques de tuf volcanique.

B) - LE JURASSIQUE ENTRE SORHOUETA ET OCCOS

Nous reprendrons en la complétant, la succession stratigraphique introduite par Dubar en 1925. Le Jurassique qui s'étend entre Sorhoueta et Occos, a été divisé en :

Infra-tias :

- Niveau bréchique de remaniement.
- Niveau du tuf volcanique et Calcaires dolomitiques.

Lias inférieur :

- Calcaires bréchiques (Hettangien ?).
- Calcaires rubanés et en plaquettes (Siuémurien ?).
- Calcaires oolithiques.

Lias moyen à supérieur :

- Marnes noires plus ou moins micacées et calcaires marneux. (Pliensbachien à Aalénien sup.)

Dogger :

- Calcaires et marno-calcaires noirs (Bajocien).
- Calcaires massifs (Bathonien à Callovien).

I. — L'INFRA-LIAS

La présence du niveau lithologique, repère du *tuf volcanique* de Dubar, nous a permis d'attribuer cette série calcaire à l'Infra-lias, bien qu'elle ne renferme aucun fossile déterminable. Cette série, affleurant mal les corrélations d'un endroit à l'autre, ont été difficiles à établir. La succession que nous présentons ici est le résultat d'une série de coupes partielles, car nous n'avons jamais observé, entre Sorhoueta et Occos, une série complète non affectée d'accidents tectoniques.

a) - Le niveau bréchique de remaniement

La série calcaire inférieure débute par un niveau de remaniement constitué d'abord d'une alternance de lits argileux et de lits bréchiques à ciment calcaréo-dolomitique, dont les fragments d'argiles sont directement empruntés aux argiles bariolées sous-jacentes (Keuper). Il n'est pas rare de rencontrer dans une même brèche des fragments d'argile de couleurs différentes. On y trouve parfois de petits amas de quartz blanc ou rouge bipyramidés. Vers le haut, le faciès devient de plus en plus calcaire et les fragments anguleux d'argile prennent une teinte ocre uniforme.

Cette succession est mise à jour dans la tranchée de la route départementale n° 15, de Saint-Jean à Baïgorry, au lacet de la ferme Berramberry. On rencontre encore des argiles bariolées et ocreuses sur le sentier montant au cimetière d'Irouléguy. On les retrouve sur les flancs du vallon situé au NE de la colline du cimetière.

Nous avons attribué cette série à l'Infra-lias plutôt qu'au Keuper, car les niveaux bréchiques de remaniement, à ciment calcaréo-dolomitique sont prédominants sur les niveaux d'argile bariolée. En fait, on passe insensiblement d'un sédiment à dominance argileuse à un sédiment calcaire.

b) - Le niveau du tuf et les calcaires qui l'encadrent

Aux brèches bariolées et ocreuses, à ciment calcaréo-dolomitique succèdent des calcaires bréchiques à fragments d'argiles pulvérulentes. Puis, viennent des calcaires en bancs de 5 à 10 cm, et même 20 cm d'épaisseur, surmontés de calcaires en plaquettes de 2 à 5 cm d'épaisseur à surface bosselée. Dans cette série, on rencontre fréquemment des niveaux de tuf volcanique ocre, vert ou rouge, et des brèches rubanées à fragments de roches volcaniques parfois mêlés à des éléments calcaires. Des lits d'argile gris-vert de 1 à 2 cm d'épaisseur sont fréquents. C'est le *niveau du tuf* qui est reconnaissable par son faciès ou sa couleur, en bien des endroits entre Sorhoueta et Occos. Localement, il est très riche en oligiste.

A 400 m à l'W de Sorhoueta, dans la forêt, à quelques 150 m au N de la route D15, se trouve un affleurement de brèches intercalées dans des calcaires et que nous avons attribué au niveau du tuf. Ces brèches sont constituées de fragments plutôt émoussés de roches volcaniques vert ocre

avec quelques éléments calcaires. Par endroit, les lits calcaires qui encadrent les brèches sont envahis de formes discoïdales indéterminables, d'un demi centimètre de diamètre sur un demi à un millimètre d'épaisseur, qui pourraient être des organismes.

Au N du hameau de Moussourils, dans le chemin creux montant à la bergerie Minando, on retrouve le niveau du tuf encadré, au S et au N, de calcaires bréchiques. Il est constitué d'une alternance de niveaux verts et rouges de tuf volcanique avec quelques intercalations de calcaire en plaquettes mesurant au total 1,5 à 2 m d'épaisseur. Il réapparaît à l'W dans le petit ravin de Moussourils où il est surmonté d'un niveau bréchique puis de calcaires massifs. L'ensemble se heurte au N à une zone de brèches dans laquelle il est possible de reconnaître quelques fragments de couleurs vives appartenant au niveau du tuf.

Sur la colline d'Irouléguy, au NE de l'ancienne église, le niveau du tuf apparaît, pincé entre deux failles de direction N 120° à N 130° E. Il est constitué de brèches et de tuf volcanique très riches en oligiste de couleur rouge violacé.

Sur le flanc N du Vallon d'Occos, le niveau du tuf peut se suivre sur 600 mètres environ. Il est encadré à la base et au sommet de calcaires en petits bancs. Dans le petit ravin N-S qui s'ouvre à 100 mètres à l'E du hameau d'Occos, les calcaires de la base de la série reposent directement sur les argilites à pseudomorphoses de sel. Le contact est tectonique.

LAMARE, en 1954, sur sa carte géologique au 1/80.000^e^ de Saint-Jean-Pied-de-Port, attribue au Muschelkalk et à l'ophite les calcaires de Moussourils, ceux de la base de la colline d'Irouléguy et ceux d'Occos, qui renferment le *niveau du tuf*. Ceci est difficilement explicable, d'autant plus que cet auteur a insisté, dans plusieurs notes antérieures, sur la différence existant entre le Muschelkalk et l'Infra-lias comportant le *niveau du tuf*. Cette confusion est d'ailleurs générale dans toute la dépression triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port, où les faciès de type infra-liasique sont, tantôt attribués au Muschelkalk, tantôt à l'Infra-lias.

II. — LES FORMATIONS JURASSIQUES PROPREMENT DITES

Entre le N d'Irouléguy et le N de Sorhouéta s'étend une importante zone de brèches qui sépare les calcaires de l'Infra-lias des calcaires et marno-calcaires du Jurassique fossilifère.

On retrouve dans cette brèche les différents types lithologiques qui affleurent au N et au S. Des blocs de dimensions très variables sur lesquels il y a parfois des stries de glissement, sont emballés dans un matériel calcareux assez peu consolidé. Sur le flanc S de la montagne de Sor, il s'y mêle des argiles bariolées à faciès Keuper et des cargneules.

L'origine sédimentaire d'une partie de cette brèche est certaine. Elle a été, en outre, reprise par des mouvements tectoniques lors de la formation des synclinaux complexes qui affectent les séries de la montagne de Sor et d'Irouléguy. Il s'y associe probablement les phénomènes liés à l'action chimique du gypse et à sa migration qui ont eu pour effet d'augmenter l'importance de la brèche sans impliquer une déformation tectonique considérable. Les formations jurassiques proprement dites débutent par des calcaires du Lias inférieur qui sont surmontés de marno-calcaires et de marnes du Lias moyen et supérieur au-dessus desquels se trouve le Dogger.

a) - Le Lias inférieur

La série débute par des calcaires caverneux à fragments pulvérulents et des brèches calcaires dans lesquelles nous avons trouvé un débris de coquille de Pecten (à l'W du ravin de Moussourils). Ces brèches passent à des calcaires rubanés localement très fissurés et fragmentés (fig. 4), qui sont plus fréquents vers le haut de la série où ils prennent le faciès de calcaire en plaquettes.

Au - dessus de ces calcaires en plaquettes viennent des calcaires plus massifs, par endroit oolithiques. DUBAR (1925), les attribue au Lias inférieur. Il précise qu'à Ahaxe, non loin de Saint-Jean-Pied-de-Port, ces mêmes calcaires renferment, en leur sommet, des ammonites du Lotharingien supérieur. L'ensemble des calcaires rubanés et oolithiques doit correspondre plus ou moins au Sinémurien.

b) - Le Lias moyen et supérieur

Les calcaires massifs, bréchiques ou oolithiques du Lias inférieur, qui semblent par endroit corrodés, sont recouverts parfois d'un petit niveau graveleux ou bréchique constitué de fragments de calcaire enveloppés dans un matériel marneux.

Dans la montagne d'Irouléguy, ce niveau est surmonté de marno-calcaires du Pliensbachien avec *Eoderoceras sp.* Sur le flanc S de la montagne de Sor, les premiers niveaux fossilifères renferment en outre *Enastoceras Sp.*, *Defossiceras Sp*, *Eoderoceras Sp.*, (avec des *Pectens*, Rhychonelles et Bélemnites) du Pliensbachien.

Plus haut vient un complexe de marnes avec quelques bancs de calcaires marneux qui vont jusqu'à l'Aalénien.

Dans la montagne d'Irouléguy, les marnes décomposées qui supportent des vignes, sont riches en espèces pyriteuses allant du Domérien à l'Aalénien. On y trouve : *Dactylioceras sp.*, *Prehaploceras sp.*, *Hildoceras bifrons*, *Paroniceras sp.*, *Harpoceras sp.*, *Pleydelia sp.*, avec des Rhynchonelles, des débris d'Encrines, de Lima et de Bélemnites.



Fig. 4 - Calcaires finement rubanes brèchiques (brèches sédimentaires). Sud de la Bergerie Etchenic - Flanc Sud du Jarra.

c) - Le Dogger

Sur le flanc S de la montagne de Sor, les marnes aaléniennes passent vers le haut à des marnes et marno-calcaires parfois un peu grèseux, de couleur noire La découverte d'une Ammonite pyriteuse mal conservée permettrait d'attribuer cette série au Bajocien, comme l'a fait Lamare (1940). Plus haut viennent des calcaires gris bleu, massifs, à grain fin, allant du Bathonien au Callovien. Ces calcaires sont constitués de bancs massifs de 0,30 à 0,50 m d'épaisseur, alternant avec des niveaux marno-calcaires plus ou moins vaseux ou même graveleux et des marnes feuilletées.

Sur le flanc SW du ravin de Sorhoueta, à l'altitude 230 m, nous avons trouvé un *Macrocephalites* du Bathonien. Sur le sentier de Moussourils une autre ammonite très mal conservée indiquerait aussi du Bathonien. Dans la montagne d'Irouléguy, les bancs calcaires renferment un *Procerites* du Bathonien supérieur-Callovien. Nous n'avons pas retrouvé le gisement au N de Moussourils renfermant *Perisphinctes biplex* et *Aspidoceras* ainsi qu'*Hecticoceras* de l'Oxfordien, que Fournier cite, en 1908, ainsi que Dubar, en 1925.

C) - CONCLUSION

La répartition des affleurements de l'Infra-lias et du Jurassique proprement dit pose quelques problèmes d'ordre stratigraphique et tectonique.

L'Infra-lias présente des caractères lithologiques identiques pratiquement sur 3,5 km entre Sorhoueta et Occos : il est caractérisé par le *tuf volcanique* de Dubar. Il repose tantôt sur les argiles bariolées, tantôt sur les argilites à pseudomorphoses de sel qui sont, les unes et les autres, très déformées dans la zone de contact.

Dans la région d'Occos, le contact entre le Trias inférieur et l'Infra-lias est tectonique. Les calcaires de l'Infra-lias reposent directement sur les argilites à pseudomorphoses de sel très écrasées.

Dans les montagnes de Sor et d'Irouléguy, la série jurassique proprement dite monte jusqu'au Callovien et, d'après Dubar, jusqu'à l'Oxfordien. Le Charmoutien débute par un niveau graveleux reposant par endroit sur la surface corrodée de calcaires massifs ou oolithiques appartenant probablement au Sinémurien.

L'ensemble de la série est plissé en formant une structure synclinale complexe dont le flanc S repose en discordance tectonique sur l'Infra-lias par l'intermédiaire d'une zone de brèches à laquelle se mêlent des argiles du Keuper. Sur le flanc N, les calcaires caverneux du Lias inférieur reposent sur les argilites à pseudomorphoses de sel très tectonisées par l'intermédiaire d'un mince niveau de brèches qui pourrait appartenir à la base de l'Infra-lias.

Cette variation dans la nature du substratum sur lequel se trouve le Lias inférieur doit-elle être considérée comme une transgression des séries jurassiques sur le Trias comme le pensait Fournier en 1908 ? Ou bien, les terrains jurassiques seraient-ils en contact tectonique avec les argiles à pseudomorphoses de sel ?

La première hypothèse est difficile à vérifier, du fait de la mauvaise qualité des affleurements et de la faible extension des terrains jurassiques sur la bordure méridionale du Jarra. Nous ne la rejetons pas. En de rares endroits les calcaires bréchiques du Lias inférieur reposent sur les argilites à pseudomorphoses de sel par l'intermédiaire de brèches peu consolidées de calcaires et d'argilites dont il est difficile de savoir si elles sont d'origine tectonique, sédimentaire ou mixte.

Par contre, plusieurs arguments militent en faveur d'un contact tectonique. Les argilites à pseudomorphoses de sel sont généralement très déformées au contact avec les calcaires du Lias inférieur. A l'E d'Arretchegarray, une lame de calcaire bréchique du Lias inférieur est séparée de la masse principale du Lias par un lambeau de schistes durcis, très déformés, appartenant à la série des argilites à pseudomorphoses de sel. Dans le mouvement de glissement du complexe jurassique sur le Trias, les argiles du Keuper et celles à pseudomorphoses de sel ont joué le rôle de *lubrifiant*. C'est ainsi que nous expliquons la présence du liseré d'argiles bariolées à faciès Keuper qui s'étend entre Sorhoueta et Moussourils. Lors de ces déformations, les marnes du Lias ont joué un rôle analogue. Sur le flanc N du petit vallon qui s'étend entre Moussourils et le point I^2 de la carte structurale, les calcaires du Dogger reposent directement sur un Lias très écrasé et très réduit.

TECTONIQUE

I. - *INTRODUCTION*

Les séries triasiques et jurassiques des montagnes du Jarra et de l'Arradoy ont été soumises à plusieurs phases orogéniques : anté-aptienne, anté-cénomanienne et post-cénomaniennes. Cette superposition de mouvements a donné naissance à des structures complexes que nous avons analysées en détail afin de :

1) — connaître les types de déformation affectant les séries.

2) — reconstruire la cinématique de ces déformations.

3) — essayer de rétablir la succession des événements, c'est-à-dire la chronologie relative des déformations.

A) - HISTORIQUE

La présence de séries transgressives et de discordances dans la région de Saint-Jean-Pied-de-Port a permis déjà depuis longtemps d'établir une chronologie des déformations. LAMARE et CASTERAS ont, depuis les années 30, grandement contribué, par leurs observations minutieuses, à l'établissement de cette chronologie. Celle-ci n'a d'ailleurs cessé d'être complétée ou modifiée, soit par les nouvelles découvertes de ces auteurs, soit par les travaux des nouveaux arrivants. Nous donnerons ici très brièvement les grandes lignes de cette chronologie empruntée des travaux de nos prédécesseurs pour situer les phases de déformations importantes qui ont affecté notre région. Dans nos conclusions nous complèterons cette chronologie d'après les observations que nous avons faites dans les montagnes du Jarra et de l'Arradoy.

1) *Orogénèse hercynienne.*

L'orogénèse hercynienne est d'âge anté-permien.

Sous le Pic d'Iparla, le Permien, qui semble en continuité stratigraphique avec le Trias inférieur, est discordant sur l'Ordovicien et le Gotlandien. Au Jarra, le Trias est discordant sur le Coblencien et sur le Dévonien moyen (FOURNIER 1913). A l'E d'Hosta, le Trias inférieur est discordant sur le Stéphanien de la Haute Bidouze (LAMARE 1949). Dans le massif d'Igounce, le Permo-trias est discordant sur le Stéphanien qui, selon M. CASTERA (1952 b) « manifeste une nette indépendance par rapport aux couches du Carbonifère ».

2) *Mouvements intra permo-triasiques.*

Selon LAMARE (1939), au NNW du Pic d'Iparla, dans la montagne d'Arsamendi, le Trias inférieur gréseux repose en discordance de 25° sur le Permien.

3) *Phase orogénique anté-aptienne.*

Selon LAMARE (1944), les mouvements anté-aptiens, surtout de style cassant, ont profondément morcelé toutes les formations anté-aptiennes.

C'est lors de cette phase que se sont individualisés les grands massifs paléozoïques formant « des môles entre lesquels il y a des gauchissements et des ruptures telle que la dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port ou celle de Maya à l'W. Le Crétacé inférieur a transgressé entre Honto et Saint-Etienne-de-Baïgorry sur la zone écrasée de la bordure méridionale de la dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port. L'effondrement se serait donc produit avant la transgression (LAMARE 1941 et 1952). A Jaxu, (LAMARE 1944), l'Aptien s'étend en transgression sur un complexe intensément disloqué de terrains primaires, triasiques et jurassiques et, par place, on relève des discordances entre le Jurassique et l'Aptien.

Dans le massif des Arbailles, les travaux de cartographie systématique, que nous avons entrepris avec le Laboratoire de Géologie de l'Université de Bordeaux, ont permis de mettre en évidence une phase de déformation anté-aptienne de style cassant. Une partie des accidents cassants de direction N 120° E à N 130° E qui affectent les séries jurassiques ne passent pas dans les séries transgressives du Crétacé inférieur. Tout au plus celles-ci sont-elles affectées de fentes pennées, témoins des contraintes subies par les couches crétacées lors d'un léger rejeu des accidents sous-jacents. En de nombreux endroits, ce Crétacé inférieur se trouve également en discordance sur les divers termes du Jurassique affecté de plis de direction variée.

LAMARE notait déjà, en 1949, la présence de ces discordances et accidents dans le synclinal des Arbailles : « Au sommet et sur les pentes S et SE du Pic de Belchou, les couches jurassiques (indiquées comme aptiennes par la carte géologique) manifestent diverses dislocations de détail assez aigües, mais localisées, qui n'ont pas de répercussion dans les assises crétacées ».

4) *Phase orogénique anté-cénomanienne.*

La discordance du Cénomanien sur le Crétaeé inférieur est visible au NE de la montagne de l'Arradoy où les brèches de base du flysch du bois de Nabahandi sont légèrement discordantes sur le Crétacé inférieur.

LAMARE note à ce propos en 1944 : « A l'W de Jaxu, on aperçoit sous un flysch relativement peu plissé mais discordant, un Crétacé inféreur déjà plus ondulé ».

Ces mouvements anté-cénomaniens ne se sont pas manifestés partout et semblent être moins importants que ceux de la phase anté-aptienne. Dans le Pays de Mixe (anticlinal de Saint-Palais) au NE de Saint-Jean-Pied-de-Port, il y a passage insensible de l'Albien au Cénomanien (LAMARE 1954, p. 86). Concordance également dans les anticlinaux de Sainte Suzanne et Audignon selon DUPUY-CAMET (1952). CASTERAS (1952) remarque que les mouvements anté-cénomaniens jouent un rôle important dans le Massif d'Igounce et plus à l'E de celui-ci, alors que les mouvements anté-aptiens sont beaucoup moins violents qu'en Pays Basque.

5) *Phase orogénique post-cénomanienne.*

En l'absence de terrains post-cénomaniens datés dans la région de Saint-Jean-Pied-de-Port, il n'est pas possible actuellement de placer exactement cette phase orogénique dont les mouvements ont, en de nombreux endroits, fortement déformé les assises du flysch (à Nabahandi, au N de l'Arradoy ; à Honto, au S de la dépression de Saint-Jean ; dans le croissant d'Arberoue ou d'Armendarits, etc.).

Par analogie avec les déformations des régious avoisinantes, par exemple à l'W, sur la côte Atlantique, ou au N, dans la région de Biarrote-Peyrehorade, ces mouvements seraient d'âge lutétien et post-stampien, avec réajustements à l'Aquitanien et à l'Helvétien.

Les mouvements post-cénomaniens semblent s'être succédés sans avoir partout la même nature et la même ampleur.

B) - METHODE DE TRAVAIL

Notre premier objectif a été de reconstruire, sur la carte, la forme géométrique des structures observées sur le terrain. *Le territoire étudié a été divisé en plusieurs secteurs,* individualisés parfois naturellement par des failles et des décrochements. Pour préciser leur position géographique nous les avons appelés « Montagne d'Ispoure », « Montagne de Loustiana », etc. Chaque secteur a fait l'objet d'une étude approfondie. *Les nombreuses mesures,* prises avec précision, *de plusieurs éléments tectoniques,* ont été reportées sur carte, ce qui a permis de saisir, avec beaucoup de nuances, les variations des structures d'un endroit à l'autre.

Certains éléments tectoniques ont été reportés sur la *projection stéréographique équiangle* (hémisphère supérieure). Nous avons pu construire ainsi les axes de pli, d'ondulation ou de courbure. Les stéréogrammes ont été combinés et comparés afin d'établir les relations entre les différents secteurs.

C) - LES ELEMENTS TECTONIQUES ANALYSES

La Stratification : Dans les grès du Trias, où les structures entrecroisées sont fréquentes, les plans de stratification ont été mesurés de préférence à l'extrémité des grands « berceaux », au point de tangence des différents lits gréseux.

Les diaclases : Les unes correspondent à un débitage de la roche en plans plus ou moins parallèles et espacés, sans trace apparente de mouvements ; les autres portent des stries indiquant la direction du frottement des deux lèvres. Le mouvement différentiel peut entraîner une torsion des lèvres (crochons). L'axe des crochons correspond souvent à l'axe des déformations plus importantes (flexure). *Les diaclases en biseau* recoupent obliquement les bancs suivant un angle généralement inférieur à 45-50°. Associées aux plans de stratification, elles permettent, avec ces derniers, le retrait ou l'extension des bancs lors des déformations. Certaines d'entre elles, bien évidentes dans les bancs durs, s'atténuent et « meurent » dans les niveaux plus souples.

Les coins tectoniques : Ils sont déterminés par l'intersection de plans de diaclases en biseau avec les plans de stratification et forment des espèces de prismes tricliniques. En se déplaçant les uns par rapport aux autres, ils jouent le rôle d'*articulation* lors des déformations et surtout lors de la superposition de celles-ci. Leurs faces sont généralement striées ; la direction des stries varie souvent d'une face à l'autre, parfois même sur une même face (rotation de stries) : dans leur déplacement, les « *coins tectoniques* » subissent des translations et des rotations faibles. Ces phénomènes sont particulièrement bien visibles dans la barre inférieure des grès triasiques (Planche 1). L'ordre de grandeur des coins tectoniques peut varier beaucoup.

Les failles et décrochements : En changeant d'ordre de grandeur, nous passons aux décrochements et failles qui correspondent à des décalages importants accompagnés de zones broyées (avec diaclases striées) allant jusqu'à la brèche tectonique plus ou moins évoluée. Les mouvements de décrochement, à composante horizontale, ont été distingués des mouvements de faille, à composante verticale ; l'inclinaison des stries, relevées sur les miroirs, est indiquée sur la carte structurale.

La striation : Les stries de friction peuvent se trouver sur toute espèce de plan et indiquent la direction des mouvements différentiels. Bien souvent, elles ne mettent en évidence que les derniers mouvements, mais dans certains cas on observe une superposition de systèmes de stries, les premiers tendant à être effacés par les seconds. L'angle entre les différents systèmes n'est pas nécessairement grand. L'examen des surfaces striées permet quelquefois de connaître le sens du déplacement relatif des compartiments.

Les plis : Sur la carte structurale, les plis affectant l'édifice mésozoïque sont du type « pli de flexure » ou vrai pli (« Echte Falten » de H. Cloos, 1936, ou « flexure fold » des auteurs anglais). Nous avons distingué les *petits plis*, mesurés directement sur le terrain et ne dépassant pas quelques mètres d'amplitude. La construction des axes de pli ou de courbure à l'aide de la projection stéréographique, nous a permis de saisir les *ordres de grandeur supérieurs*. Ceux-ci sont mis en évidence sur la carte structurale par les « *lignes structurales* ». Il y a lieu de faire encore une distinction entre les plis, les ondulations et les courbures, ces différents types de déformations n'ayant pas la même importance. Nous l'avons chaque fois précisée dans le texte.

Lignes structurales : Ces lignes sont données par la direction des couches. Nous les avons reportées sur la carte structurale car elles traduisent le modelé des structures.

II. - ANALYSE STRUCTURALE ET CINÉMATIQUE DES DÉFORMATIONS DU REVÊTEMENT PERMO-TRIASIQUE DU JARRA ET DE L'ARRADOY

Cette étude très détaillée pourra servir d'exemple d'analyse structurale et cinématique adaptée à un problème particulier comme celui des déformations du « revêtement ». Elle montrera la finesse et la précision de la méthode utilisée.

En réalisant un certain nombre d'études de ce genre dans des régions judicieusement choisies, tant par leurs problèmes stratigraphiques, pétrographiques que tectoniques, et *en reliant ces différents « jalons » par une maille plus large d'observations,* il est possible de reconstruire l'histoire des déformations complexes qui se sont superposées dans une région plus vaste comme les Pyrénées occidentales.

Nous analyserons successivement :

La région Orientale s'étendant depuis la Montagne de l'Arradoy, à l'E, jusqu'à celle de Caracoetchia, à l'W. Elle est découpée par plusieurs accidents cassants.

La région Occidentale, constituée par la structure complexe de la Montagne de Jarra.

La Bordure Méridionale du Jarra composée de plusieurs unités légèrement chevauchantes.

A) - LA REGION ORIENTALE

La région Orientale est découpée par une série de failles et de décrochements recoupant à la fois le paléozoïque et le revêtement triasique. Ces accidents cassants délimitent en quelque sorte des « blocs » qui se sont déplacés les uns par rapport aux autres. Le revêtement triasique a subi de ce fait des déformations que nous avons analysées dans chacun des compartiments. L'étude des accidents cassants a permis de connaître la direction du déplacement des compartiments (striation).

I. — LE SECTEUR DE LA MONTAGNE D'ARRADOY

Pli en Genou.

La Montagne d'Arradoy a une structure monoclinale d'orientation E-W, inclinée vers le S et affectée d'un pli de style « en genou », de direction N 110° E (fig. 5).

Les couches, régulièrement inclinées vers le S de 40 à 50° sur le flanc S de l'Arradoy, se redressent à l'altitude 500 m pour prendre une direction verticale ou renversée, ainsi qu'on peut l'observer au sommet 660 m. Au N de ce sommet les couches s'inclinent de nouveau vers le S.

Pli transverse

Au SW de la ferme Benta, près de la route de Jaxu, on observe, dans les argilites à slumping, un repli de direction N 43° E, 18 SW qui est sans doute lié à l'ennoyage vers l'E de la structure de la Montagne de l'Arradoy (fig. 6).

Double Striation

L'analyse de la striation sur les couches verticales ou renversées dans le secteur du sommet 660 m montre que le système de stries, qui est lié à la formation du pli en genou, est très oblique à l'axe de ce pli. Il est recoupé par un deuxième système de stries faisant un angle de 60° avec le précédent et qui est presque parallèle à l'axe du pli en genou (fig. 7). Ce deuxième système de stries est sans doute lié à une déformation analogue à celle qui a donné naissance au pli transverse de Benta (fig. 6 et 7).

II. — LA FAILLE D'AGOLO

Striation

Dans le Ravin d'Agolo, qui se place sur un accident cassant de direction N 145° E, les miroirs striés indiquent un mouvement de faille. A côté des stries subverticales, il en existe d'autres qui sont subhorizontales. Si le compartiment de la Montagne d'Arradoy s'est relativement effondré par rapport à celui de la Montagne d'Ispoure, comme l'atteste le décalage stratigraphique, il a dû se déplacer également dans le sens horizontal (décrochement).

Pli de « crochon »

Sur la lèvre SW de l'accident, les couches d'argilite et de grès sont pliées en formant un « crochon ». Sur la lèvre NE, les argilites à pseudomorphoses de sel sont très plissotés. Dans les deux cas, les axes des plis subhorizontaux sont parallèles à la direction de la faille d'Agolo.

Les argilites à pseudomorphoses de sel sont en outre affectées de plis verticaux qui pourraient correspondre à des plis d'entraînement dûs au mouvement de décrochement fig .8).

III. — LE DECROCHEMENT D'ISPOURE - BELLAGORIA

L'accident.

Cet accident d'orientation N 45° E subvertical entre la ferme Bellagoria et le sommet 480 m prend une direction N-S dans le Ravin d'Ispoure. Il met en contact tectonique les schistes du dévonien moyen et les grès et argilites triasiques.

Striation : Les stries relevées sur les miroirs de la zone broyée ainsi que sur les petites diaclases striées dans le voisinage immédiat de l'accident, sont inclinées de 20 à 30° vers le NE. Ces miroirs de friction sont visibles sur le sentier descendant dans le Creux de Marroenia à l'altitude de 400 m. (point M 1 de la carte structurale).

L'accident est du type décrochement et dans le mouvement différentiel qui s'est produit, le compartiment oriental s'est déplacé relativement vers le N E.

Les brèches tectoniques de Bellagoria

Près de la ferme Bellagoria, les calcaires, marnocalcaires et brèches de base du flysch (Cénomanien ?) sont en contact tectonique avec les grès et

conglomérats triasiques. Ces derniers présentent des traces de déformations importantes qui ont eu pour résultat le basculement de blocs allant jusqu'au broyage partiel des roches.

Striation : Dans toute cette zone, les plans striés subhorizontaux ou peu inclinés sont nombreux. Les stries indiquent un mouvement de glissement suivant la direction N 70° E (fig. 9).

Les déformations du Flysch de Nabahandi

Le phénomène le plus intéressant est la déformation du flysch. Au N de Bellagoria, sur la première colline du Bois de Nabahandi, il est plissé suivant un axe N 160° E plongeant de 20° à 40° vers le N.

Alors que les couches sont faiblement inclinées vers le NW, sur les autres collines de Nabahandi, elles se plient ici à angle droit, passent à la verticale et sont même renversées dans le petit bois à l'E de Bellagoria. Ce pli, très brusque, accompagné de quelques autres replis à l'W de Bellagoria, suggère un « rebroussement » accompagné d'un dérapage local sur le substratum gréseux du Trias. En comparant l'orientation des stries dans les grès et l'orientation de l'axe du pli du flysh, on remarque que ces deux directions sont presque perpendiculaires.

Cette zone plissée se trouve en outre sur la prolongation de l'accident d'Ispoure-Bellagoria. Nous sommes tentés de voir une relation entre le mouvement de décrochement et le pli du flysh car, plus à l'W, où il n'y a pas d'accident, le flysch repose tranquillement, en transgression, sur le Paléozoïque.

IV. — LE SECTEUR DE LA MONTAGNE DE LOUSTIANA

La Montagne de Loustiana a, dans les grandes lignes, une forme monoclinale de direction N 150° E inclinée vers le SW. Son orientation est donc très différente de l'orientation E-W des montagnes d'Ispoure-Arradoy dont elle est séparée par le décrochement d'Ispoure-Bellagoria.

Dans le détail cette structure monoclinale a une allure froissée. Elle est affectée de nombreux plis qui la déforment dans plusieurs directions.

Les anciens plis

Un pli de style « en genou », de direction N 110° E et plongeant vers l'W de 25°, affecte les grès de la barre inférieure à l'altitude 400 m, à l'W du sommet 480 m (point L 3 de la carte structurale). Ce pli semble ressortir au NW dans la falaise dominant le Creux de Marrocnia avec une orientaton et un plongement différents : N 173° E, 20° S (pont L 4).

Au NW, sur rive gauche de la Nive (point L 7) les grès sont ondulés suivant un axe N 123° E. Enfin, du côté opposé, dans la falaise du Ravin d'Ispoure (point L 1) on retrouve un petit pli de type « en genou » qui montre à nouveau une orientation N 165° E.

Les directions des plis, qui affectent les grès de la barre inférieure, dessinent une sorte « d'ondulation » (fig. 10). Dans les séries de psammite et d'argilite des barres intermédiaires, on trouve également des petits plis de direction semblable.

Les plis surimposés

« L'ondulation » des axes des plis précédents est liée à l'ondulation de toute la structure de la Montagne de Loustiana, qui est plissée également suivant d'autres axes, de direction plus constante, oscillant autour de N 50° E et plongeant toujours vers le SW.

Cest plis sont visibles dans les séries des barres intermédiaires et supérieures où la présence d'intercalations argilitiques a favorisé les déformations souples.

Les coins tectoniques : Dans les grès massifs de la barre inférieure, par contre, les déformations sont beaucoup plus cassantes. Les bancs de grès sont recoupés plus ou moins obliquement par des diaclases en biseau qui déterminent des coins effilés (fig. 14).

Dans les mouvements de glissement, les coins tectoniques se sont déplacés les uns par rapport aux autres en permettant ainsi le retrait ou l'allongement des bancs. Ils sont souvent voilés, gondolés ou même laminés ; leurs arêtes sont fréquemment craquelées tandis que les minces niveaux argilitiques intercalés entre les bancs peuvent être expulsés du fait de l'écrasement.

Les coins tectoniques jouent le rôle d'articulations et, dans cet étage tectonique, leur présence est indispensable surtout lors de la déformation de structures déjà plissées. En effet, on peut comparer la rigidité de cette structure plissée, suivant les anciennes directions, à celle que présente une tôle ondulée par rapport à une tôle plate.

La striation

L'étude de la striation est assez compliquée car il y a superposition de deux structures et, par conséquent, superposition de mouvements.

Nous n'avons pas observé dans la Montagne de Loustiana de recoupement entre des systèmes de stries nettement différents. Localement, il y a des recoupements suivant des angles faibles (5-10°) mais, dans ce cas, il s'agit probablement d'une rotation d'ensemble d'un même système de stries.

L'examen des différents stéréogrammes de la figure 10 montre que les stries de glissement, couche sur couche ou sur diaclase en biseau, sont le plus souvent très obliques par rapport aux axes des anciens plis (fig. 10 B-E-F-G). Dans les zones plissées suivant les directions N 40° à N 50° E, on observe également une certaine obliquité entre la direction des stries et celle des axes de plis (fig. 10 A-D).

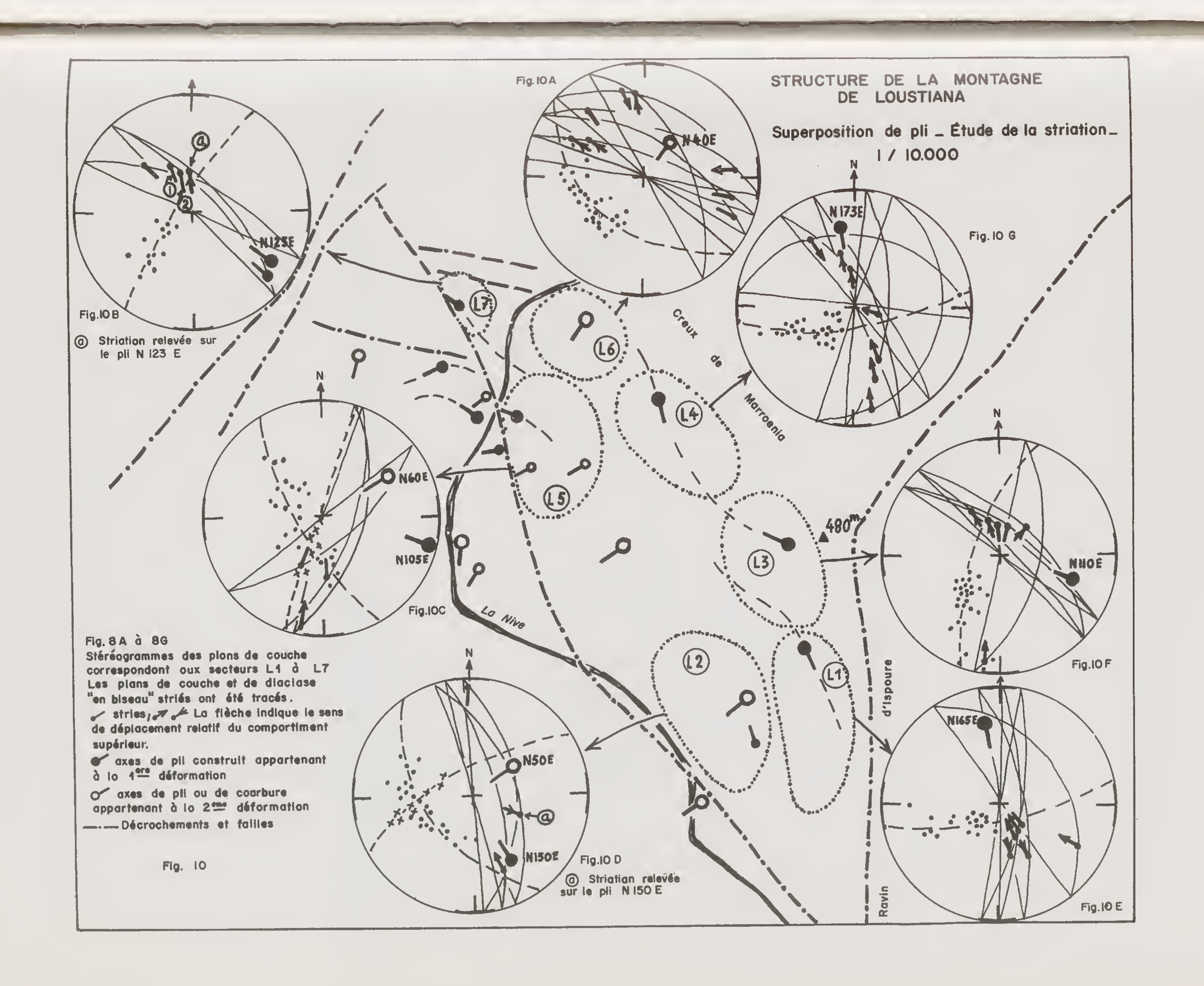


Fig. 8A à 8G
Stéréogrammes des plans de couche correspondant aux secteurs L1 à L7
Les plans de couche et de diaclase "en biseau" striés ont été tracés.
stries, La flèche indique le sens de déplacement relatif du comportiment supérieur.
axes de pli construit appartenant à la 1ère déformation
axes de pli ou de courbure appartenant à la 2ème déformation
Décrochements et failles

Fig. 10

Diag
faill
d'er

FAILLE D'AGOLO

Diagramme des stries relevées sur les miroirs de la zane faillée d'Agolo _ stries ; plis de crochans et d'entrainement des cauches sur les lèvres de l'accident ; • plans de cauche .

Fig. 8

ZONE DE CHEVAUCHEMENT DE BELLAGORIA

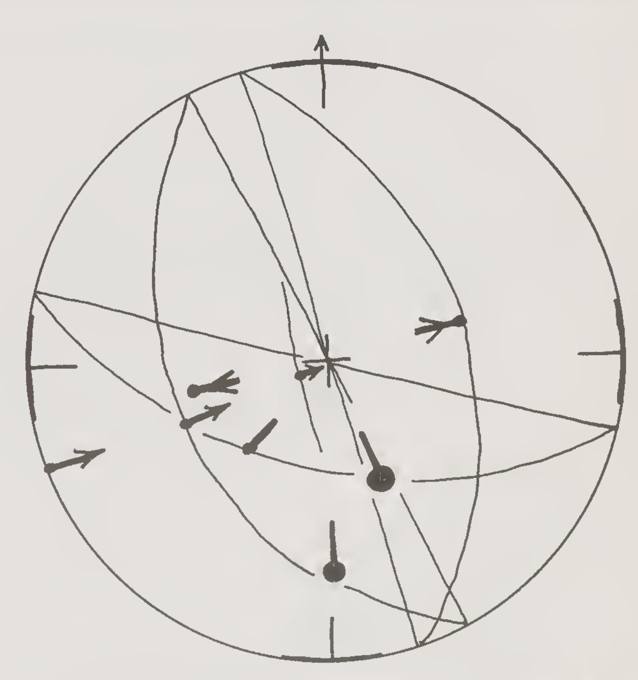
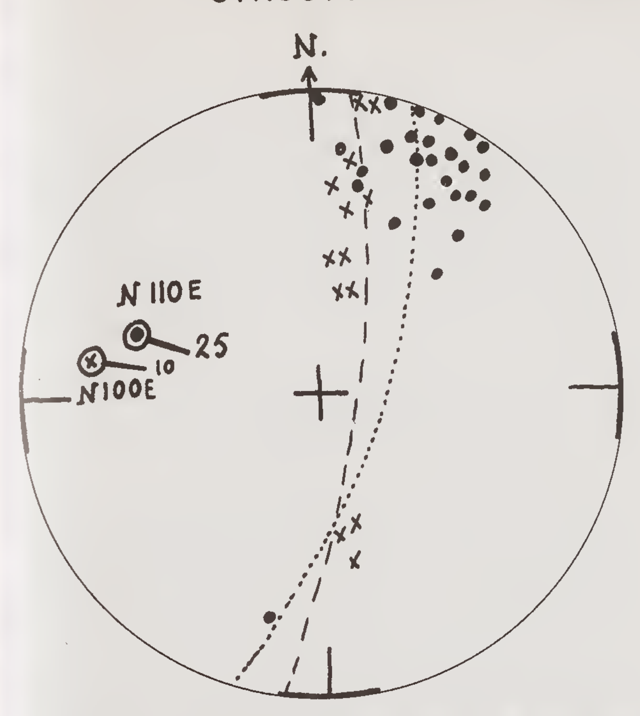


Diagramme des plans de glissement striés dans les grès au Sud de Bellagoria _ stries _ La flèche indique le sens de déplacement relatif du campartiment supérieur; axe de pli dans le flysch de Nabahandi .

Fig. 9

STRUCTURE DE LA MONTAGNE DE L'ARRADOY



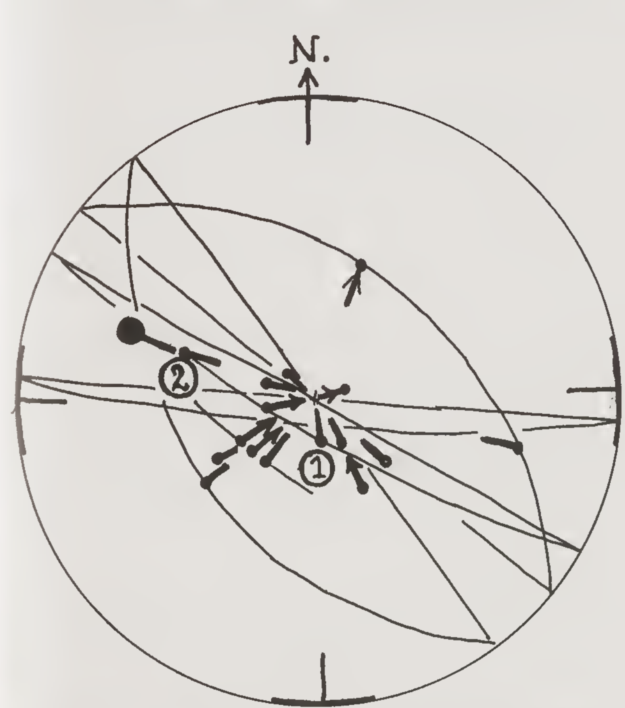
Ondulation de l'axe du pli en genou de l'Arradoy
• Plans de couche dans le secteur du pic d Arradoy
et, X, à 600 m. plus à l'est

Fig. 5

Ennoyage vers l'Est de la structure de l'Arradoy
× Plans de couche dans la région orientale
• Plans de couche du pli transverse de Benta
avec Stries de glissement couche sur couche

Fig. 6

FLANC REDRESSÉ DU PLI EN GENOU DE L'ARRADOY



axe du pli en genou; Stries de glissement sur plans de couche et de diaclase en biseau. Superposition de 2 systèmes de stries ① recoupé par ②

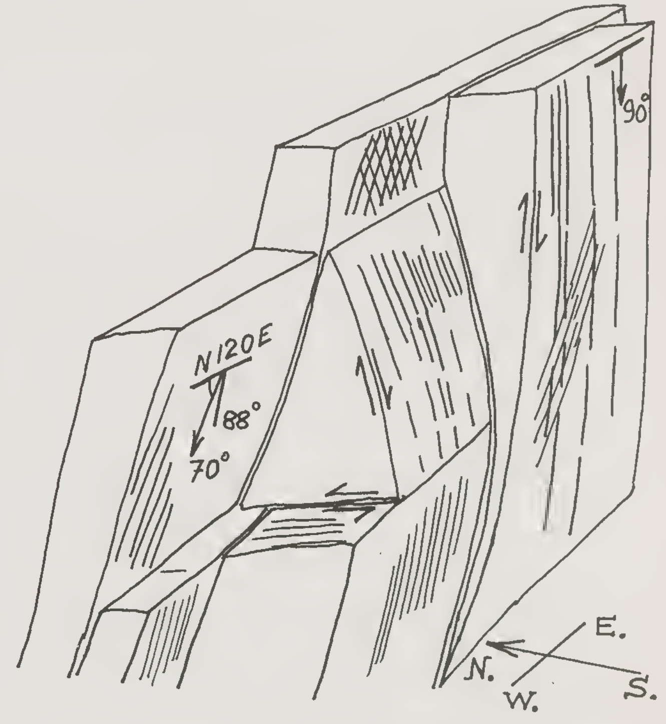


Diagramme schématique des mouvements de glissements sur les bancs et les cains tectaniques éffilés

Fig. 7

Les glissements des couches et coins tectoniques les uns sur les autres lors des mouvements de plissement se sont faits, d'une manière générale, très obliquement par rapport aux axes des plis qui en ont résulté. Cette remarque est valable tant pour les anciennes directions de plis que pour les nouvelles.

V. — LE SECTEUR DE LA MONTAGNE D'ARBELARRE

La Montagne d'Arbelarre est séparée de la Montagne de Loustiana par l'accident de la Nive, de direction N 150° E, qui affecte aussi le Paléozoïque. Les rares stries relevées sur les plans striés de part et d'autre de la zone d'accident indiquent un mouvement à composante horizontale. Le décalage stratigraphique impliquerait un déplacement relatif du compartiment de Loustiana vers le NW le long de cet accident.

Les plis dans les séries gréso-psammitiques

Sur le flanc S de la Montagne d'Arbelarre, les grès, psammites et argilites des barres intermédiaires sont affectées de plis de direction N 10° à N 30° E plongeant vers le S de 30 à 35°.

Vers le S, près de la ferme Arbelarre, les flancs des plis se resserrent, deviennent verticaux, et sont parfois cisaillés suivant des plans verticaux et longitudinaux par rapport aux axes de pli. On observe en même temps la formation de plissotements parallèles aux axes des grands plis (fig. 11).

Les plis dans les grès de la barre inférieure

Dans les grès plus ou moins massifs de la barre inférieure, les structures sont plus complexes (Planche 1). Dans la première carrière ouverte à droite de la route nationale 618 de Saint-Jean à Ossès, les grès sont plissés suivant une direction N 115° E (Stéréogramme 1, Pl 1). Un peu plus haut, sur le sentier dominant la carrière, la structure semble tourner car les plis prennent une direction N 78° E.

La superposition des plis : Une étude approfondie de la carrière de la route nationale 618, révèle qu'une partie des couches, et des coins effilés qui les accompagnent, s'harmonise assez mal avec cette direction de pli N 115° E. La construction stéréographique indique qu'un axe de courbure de direction voisine de N 60° E se greffe sur le pli précédent (stéréogramme 1, Pl 1).

Striation : Un système de stries, relevées sur les plans de couche et de diaclase en biseau de la carrière, fait un angle variant de 70 à 120° avec l'axe du pli principal N 115° E (stéréogramme 2, Pl 1). Il est lié à la formation de ce pli.

A côté de ce système de stries il en existe un autre, de direction totalement différente ; on le trouve également sur les plans de couches, mais il est plus évident sur les grands plans obliques inclinés vers le NNE et qui recoupent toute la structure en déterminant des *grands coins tectoniques.* Les stries y ont une direction N 125° à N 150° E (stéréogramme 3, Pl. 1). Ces grands coins se sont déplacés longitudinalement par rapport à l'axe du pli N 115° E. On peut les considérer comme des *articulations* qui ont permis à la structure de se courber suivant l'axe N 60° E. La rotation des stries sur les faces de ces coins indique qu'ils ont été animés de mouvement de translation et de rotation faible lors de la déformation.

La chronologie relative peut être établie grâce à la présence des grands plans obliques qui recoupent la structure et la superposition des stries. Dans la carrière, le pli N 115° E a été courbé légèrement suivant un axe de direction voisine de N 60° E. Il en est résulté un bombement général de toute la structure.

VI. — LE SECTEUR DE LA MONTAGNE DE CARACOETCHIA

Le compartiment de la Montagne de Caracoetchia est pincé entre deux décrochements de direction N 40° E; sur le flanc S de la montagne, les grès, psammites et argilites des barres intermédiaires ont une forme en « gouttière » de direction N 70° E, plongeant de 30° vers le SW (Fig. 15 A).

En approchant de l'accident cassant du Ravin d'Ithurralde, le bord de la « gouttière » se recourbe en formant un petit pli anticlinal de direction et de plongement analogue (Fig. 15 A). Ce pli est intimement lié à l'accident d'Ithurralde.

Les grès de la barre inférieure, visibles sur le versant N et NE de la montagne de Caracoetchia, ont une structure bien différente. Si les couches épousent la même forme d'ensemble que les séries intermédiaires, elles sont affectées en outre d'un pli en genou de direction N 120° E qui n'est visible que sur l'arête N (Fig. 12).

Striation : Dans toute la zone N et NE de la Montagne de Caracoetchia les grès sont fortement déformés et recoupés par une multitude de diaclases « en biseau » striées. On observe fréquemment le recoupement de deux systèmes de stries faisant entre eux un angle de 35° (fig. 13). Les glissements se sont faits d'abord presque perpendiculairement à l'axe du pli N 120° E. Les mouvements qui ont suivi furent plus obliques. Enfin, un autre système plus ou moins longitudinal à l'axe N 120° recoupe les précédents et pourrait être lié à la structure en gouttière N 70° E de la Montagne de Caracoetchia.

VII. — LE DECROCHEMENT D'ITHURRALDE

Pli à axe vertical du Promontoire

Le promontoire qui se trouve en haut du Ravin d'Ithurralde est formé par les grès de la barre inférieure. Ceux-ci sont fortement déformés et même écrasés localement. Au niveau du petit col les couches, presque verticales, sont tordues en formant un pli d'axe subvertical (Fig. 15 C).

Décrochement et faille d'Ithurralde

En descendant dans le ravin le long des rochers du promontoire, les couches verticales sont coupées par une série de plans striés de direction N 40° et N 50° E, d'abord verticaux puis inclinés de 50 à 60° vers le SE. Les plans subverticaux sont striés suivant deux systèmes : l'un, incliné de 30° vers le N, est recoupé par un autre système incliné de 60° vers le N (fig. 15 B).

Chronologie relative : les mouvements à composante horizontale du ravin d'Ithurralde ont été suivis par des mouvements de faille. L'accident a donc fonctionné d'abord comme décrochement, puis comme faille. Dans le mouvement relatif, le compartiment oriental s'est déplacé vers le N en s'affaissant.

RESUME

La région orientale est découpée en un certain nombre de *compartiments* par des accidents cassants subverticaux appartenant à deux systèmes différents.

a) Nous avons pu mettre en évidence la présence *d'anciennes structures plissées* dont la direction primitive est difficile à connaître exactement du fait du déplacement des compartiments les uns par rapport aux autres. Il est probable que cette direction oscille entre N 110° et N 130° E. De tels plis se rencontrent par exemple dans la Montagne d'Arradoy. Ils sont fréquemment du type « *pli en genou* » et pourraient correspondre à *de petites flexures moulant des accidents du socle.*

b) Ces structures sont recoupées par des accidents de décrochement et de faille de direction voisine de N 145° E.

c) *Des décrochements d'orientation* N 50° E affectant le socle paléozoïque *recoupent les structures précédentes.* Ils sont accompagnés d'une déformation du revêtement triasique gréseux et argilo-gréseux allant du *voilement* à *l'ondulation* ou la *courbure* et même jusqu'à la formation de *plis.* Les nouvelles structures se superposent aux anciens plis et ont tendance à les déformer. Ces derniers peuvent alors changer de direction et de plongement comme dans la Montagne de Loustiana ou celle d'Arbelarre.

d) On observe une *disharmonie de plissement* entre la série gréseuse et conglomératique inférieure et les séries argilitiques et psammitiques qui les surmontent. Dans ces dernières, on trouve généralement des plis de type cylindrique appartenant aux deux générations. Les grès inférieurs, lorsqu'ils sont déformés une première fois, éprouvent beaucoup de difficulté à se déformer suivant les nouvelles directions. La torsion est possible grâce au développement des *coins tectoniques*, comme dans la carrière de la route nationale 618. Dans la plupart des cas, elle donne naissance à des structures en bombement ou en cuvette.

e) L'examen de la striation révèle que, lors des plissements, les glissements couche sur couche et sur les coins tectoniques se sont produits obliquement aux axes de plis qui en ont résulté. Ce phénomène est valable aussi bien pour les premiers plis que pour les seconds. D'autre part, *certains plis sont visiblement liés à des accidents cassants affectant également le socle paléozoïque.* Ceci montre que le plissement suivant la direction N 50° E n'est pas le résultat d'une « poussée générale » perpendiculaire à cet axe, mais plutôt le résultat des mouvements différentiels qui se sont produits le long des accidents N 50° E.

f) *Suivant les décrochements N 50° E,* les mouvements différentiels indiquent un *déplacement relatif des compartiments orientaux vers le NE.*

PLI EN GENOU DE L'ARÈTE NORD DE LA MONTAGNE DE CARACOETCHIA



Fig. 12 _ oncien pli de style en genou de direction
N 120 E , 10 W

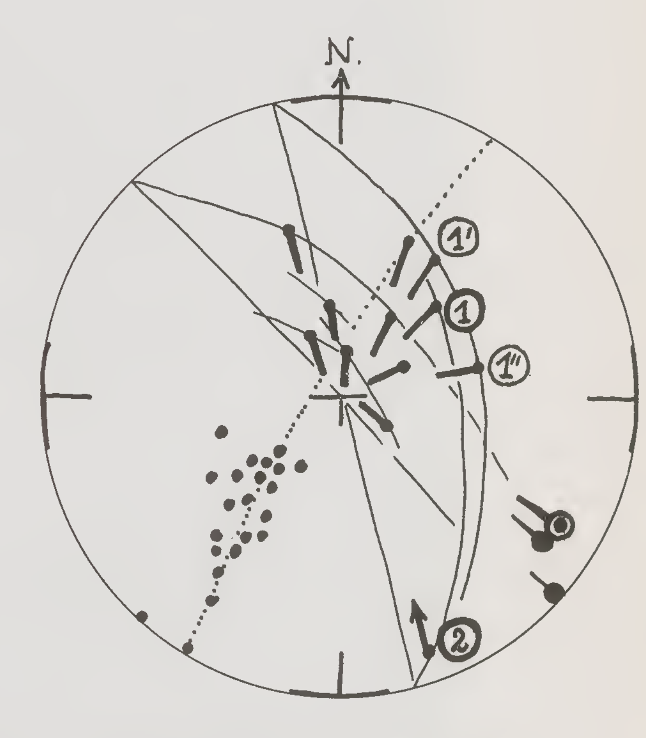


Fig. 13 _ Diogromme des plons de couches, • ;
oxe de pli construit
oxe d'ondulation mesuré
Stries de glissement sur les plons de couche et de dioclose en biseau

Chronologie des mouvements de glissement : le système de stries (1) est recoupé por le système (2) ; (1') recoupé por (1")



Fig. 14 - Coins tectoniques éffilés permettant la déformation des bancs grèseux.
Arête Nord du Sommet 446 à l'Est de la ferme Caracoetchia.

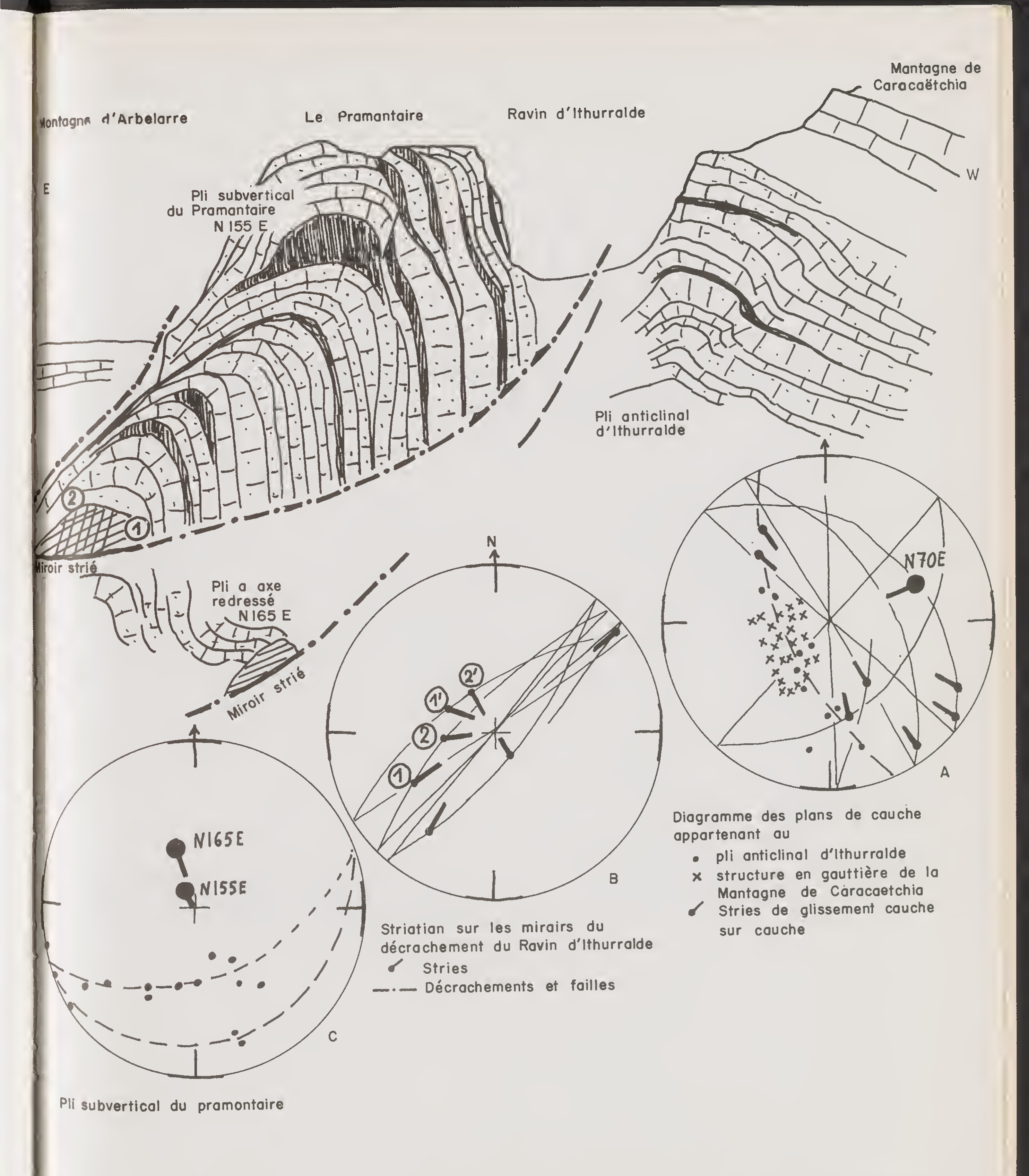


Fig. 15 RELATION ENTRE LES ACCIDENTS CASSANTS ET LES PLIS DU SECTEUR D'ITHURRALDE.
(Barre inférieure de grès)

PLIS DE FLEXURE DANS LES GRES DE LA BARRE INFERIEURE DE LA MONTAGNE DE MARTINLOUCHIA (Secteur Est du Pic de Jarra)

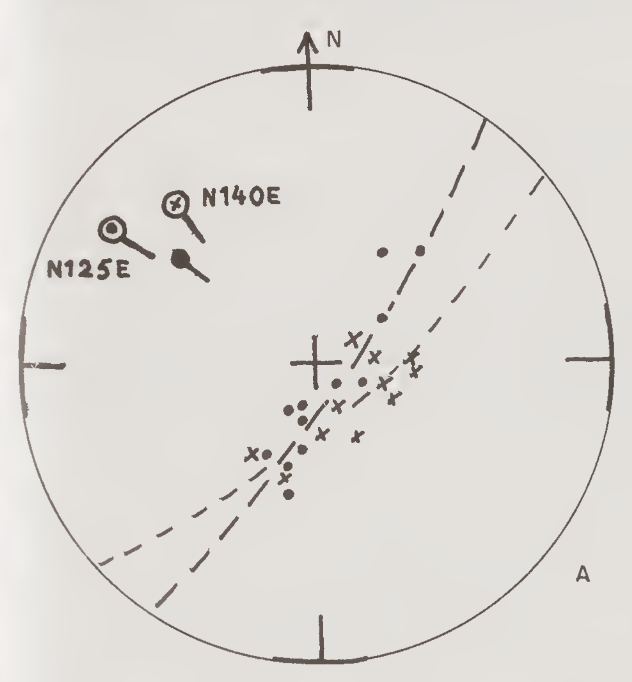


Diagramme des plans de cauche •, ×, de grés de la barré inférieure; ⊗ ⊙ pli de flexure; pli d'entrainement dans les schistes paléazaiques au contact avec le revêtement légerement décollé

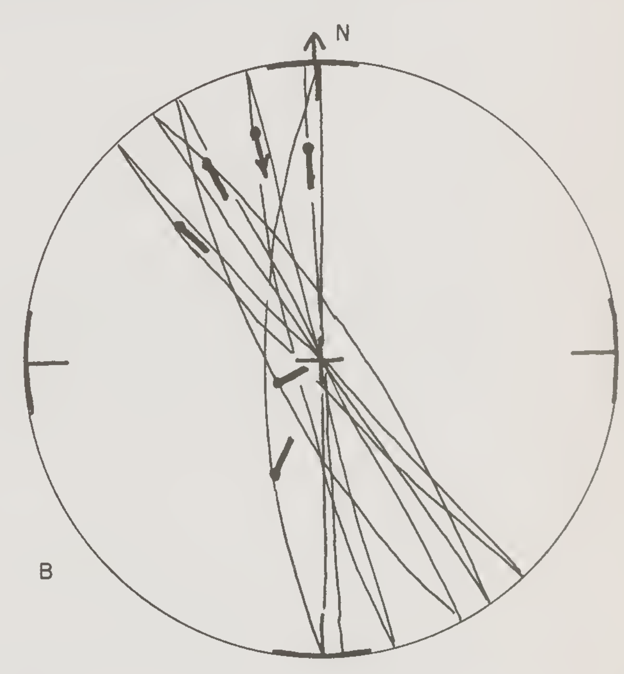


Diagramme des plans de mauvement striés accompagnant la formatian des plis de flexure

Fig. 16

— Le compartiment de la Montagne de Caracoetchia s'est déplacé vers le NE par rapport au bloc du Jarra.

— La Montagne d'Arbélarre a été affectée par le même mouvement relatif, puis elle s'est effondrée légèrement. Ce double mouvement est attesté par le pli anticlinal sur la lèvre W de l'accident d'Ithurraldc, le pli vertical du promontoire et la superposition des stries.

— La *forme en coin* du compartiment d'Arbelarre (limité au NW et au NE par deux accidents cassants) a dû guider la formation des plis très serrés qui ont une direction N 10° à N 35° E, c'est-à-dire un peu différente de celle des plis surimposés, généralement N 50° E. Cette partie effilée du coin a subi un fort serrage en « s'enfilant » entre le compartiment de Caracoetchia et celui de Loustiana. Il est possible que le compartiment de Loustiana ait un peu tourné dans ce mouvement.

— Le compartiment Arradoy-Ispoure s'est déplacé relativement vers le NE le long du décrochement Ispoure-Bellagoria. Nous sommes tentés de considérer le plissement localisé du flysch suivant un axe N 160° E dans la région de Bellagoria comme une conséquence de ce mouvement de décrochement.

B) - LA REGION OCCIDENTALE

Le revêtement permo-triasique de la Montagne de Jarra a une structure monoclinale de direction générale N 120° E.

La partie occidentale est pliée vers le N. Cette torsion est accompagnée par la formation d'un décrochement de direction N 70° E. La partie orientale, qui est affectée d'une flexure de direction N 40° E, descend ainsi par paliers vers le S E. A l'E du Pic de Jarra, dans le secteur de la Montagne de Martinlouchia, une petite flexure d'orientation N 130° E, accompagnée d'accidents cassants, fait également descendre la structure vers le NE.

Enfin au SW, le monoclinal du Jarra se relie au Synclinal de Pelevan.

I. — LA PARTIE ORIENTALE DE LA MONTAGNE DE JARRA

Deux systèmes d'accidents cassants subverticaux affectent le monoclinal du Jarra. Les uns d'orientation N 120° à N 130° E, les autres d'orientation N 40° à N 50° E. Ces accidents cassants trouvent leur origine dans le socle. Les déplacements relatifs des compartiments du socle le long de ces accidents se sont répercutés dans le revêtement triasique, soit sous forme cassante, soit en formant de petites flexures.

Les accidents N 120° à N 130° E

Dans la Montagne de Martinlouchia, à l'E du Pic du Jarra, le revêtement triasique s'est moulé sur un accident cassant subvertical de direction N 130° E, affectant le socle paléozoïque sous-jacent. Comme le compartiment NE descendait, le revêtement gréseux s'est plié en formant une petite flexure, accompagnée de multiples fractures.

Localement, le revêtement triasique s'est même décollé du socle et son glissement sur les schistes du Dévonien moyen y a produit de petits plis d'entraînement dont les axes sont parallèles à ceux de la flexure (fig. 16 A). Les bancs de grès inclinés vers le NE se sont gauchis, fissurés et finalement comme le mouvement se poursuivait, ils se sont cassés par endroit avec formation de brèches tectoniques.

L'examen des stries, sur les plans de fractures subverticaux accompagnant la flexure et qui traversent les grès triasiques et le Paléozoïque, indique une superposition de mouvement. A côté des déplacements à composante verticale, on observe des déplacements subhorizontaux. La chronologie n'a pu être établie faute de recoupements (fig. 16 B).

Les accidents cassants affectants le socle dans les ravins de Castaréné et de Chinco, à l'W du Pic de Jarra, ont recoupé complètement les grès des barres inférieures et intermédiaires. Une « tranche » de socle avec son revêtement triasique, limitée par deux failles de direction N 130° E, s'est enfoncée dans un mouvement subvertical. Dans la partie S de la Montagne d'Etcheta, plusieurs failles de ce type décalent les grès de la barre supérieure et les argilites à slumping. Dans le ravin d'Etcheverry, le long de la route, de grosses veines de baryte partiellement exploitées suivent le tracé de ces accidents. Des mouvements postérieurs les ont également déformés.

Les accidents N 30° à N 50° E

La partie centrale du monoclinal du Jarra culmine, au N, au pic de Jarra (820 m) et au Pic Leshondo (710 m). La structure, assez simple, est influencée par deux axes de courbure, l'un de direc- N 125° E subhorizontal, accompagné de petits plis de direction analogue et l'autre, de direction N 50° E, incliné de 25° vers le SW.

Vers l'E les couches se plient brusquement en formant une flexure de direction N 50° E, qui relie le monoclinal de la Montagne de Jarra à celui de la Montagne d'Etcheta situé une cinquantaine de mètres plus bas (Fig. 17 C).

Dans la barre inférieure de grès, assez rigide, le décalage s'est produit par failles, recoupant aussi le Paléozoïque. Dans les séries gréseuses, psammitiques et argilitiques des barres intermédiaires et supérieures, la déformation s'est faite plus souplement sous forme de flexure de direction N 50° E accompagnée de multiples petites fractures subverticales (fig. 18). Dans le secteur des bergeries Bulé et Arrecki, des zones de brèches tectoniques de 0,50 m à 1 m d'épaisseur sont parfois associées à ces décrochements (fig. 17 C).

Les *stries* rencontrées sur les petits plans de fractures et dans les zones bréchiques indiquent un déplacement à composante subhorizontale. Dans le mouvement d'ensemble, qui s'est produit le long de cette flexure, la partie orientale s'est déplacée très légèrement vers le N en s'abaissant.

Ce type de flexure, accompagnée de nombreuses fractures évoquent une déchirure partielle du revêtement gréseux triasique qui s'est ainsi adapté sur un accident cassant du socle.

Les plis superposés : Dans le secteur aval des Ravins de Péloua et Errécalde, les couches d'argilite et de psammites sont plissées suivant des directions N 140° à N 160° E. L'un de ces plis, de style « en genou », montre un flanc redressé affecté de petits plissements aigus, cisaillés, suggérant un froissement, par gravité, des couches verticales de psammites et d'argilites (fig. 19 et 17 A).

Au SE, en se rapprochant de la zone flexurée, on observe une superposition de deux systèmes de plis. Sur la rive gauche du torrent d'Etcheverry, au NE de la Bergerie d'Arretchégarray, les argilites à sel sont plissées suivant un axe N 143° E auquel se superposent des petits plis N 50° E (fig. 17 F).

Sur la route allant d'Arretchegarray au col Aïhely, immédiatement après le tournant, à l'E d'Arrecki, les grès de la barre supérieure et les argilites sont plissotées suivant une direction N 165° E. En montant sur la route, ces mêmes bancs de grès et d'argilites sont recoupés par une série de petits accidents cassants de direction N 35° à N 5° E, liés probablement à la zone de flexure. Ces accidents sont localement accompagnés de plis en crochon (fig. 17 G).

Au-dessus de la route, à l'altitude 370 m, une fouille d'exploitation de psammites a mis en évidence un pli non cylindrique d'axe N 130° E passant à N 150° E. Il y a eu torsion du pli. A ces deux déformations correspondent deux systèmes de stries (fig. 17 B). Toujours sur la route, à l'altitude 300, on retrouve encore un pli de direction N 153° E sur lequel se superpose finalement la nouvelle structure appartenant à la flexure du Jarra (fig. 17 E). Il faut aller ensuite au SE du Col Aïhely pour retrouver, dans les argilites à pseudomorphoses de sel, un pli de style « en genou » de direction N 135° E. Le flanc redressé de ce pli est en outre affecté de petits plissotements de direction N 35° E (fig. 17 D).

Chronologie des déformations

Les accidents cassants N 130° E sont antérieurs aux accidents N 50° E. Dans la falaise dominant la ferme Martinlouchia les premiers sont nettement recoupés par les seconds. Les veines de baryte n'ont été observées que dans les fissures N 130-120° E. La déformation fréquente de ces veines implique cependant un rejeu des accidents N 130° E. Il est possible que ce rejeu soit lié aux nouvelles déformations selon la direction N 50° E. Des plis en genou et des flexures correspondent à chaque système de cassures. Les plis liés au premier système sont déformés par des plis appartenant au deuxième système.

II. — LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA MONTAGNE DE JARRA

Dans la partie occidentale de la Montagne de Jarra, au niveau du Col de Lourson, les couches de grès de la barre inférieure tournent brusquement vers le N en formant un pli de direction N 50° E, 30° SW (Fig. 20 A).

Le mouvement de torsion vers le N de la partie occidentale du Jarra est accompagné par la formation de l'important décrochement de Fagalde qui affecte le paléozoïque, les grès du Trias et l'ophite qui les surmontent. Le déplacement relatif le plus évident s'est fait en sens contraire des déplacements observés pour les décrochements de la Région Orientale (décrochements de Caracoetchia, Ithurralde, etc.).

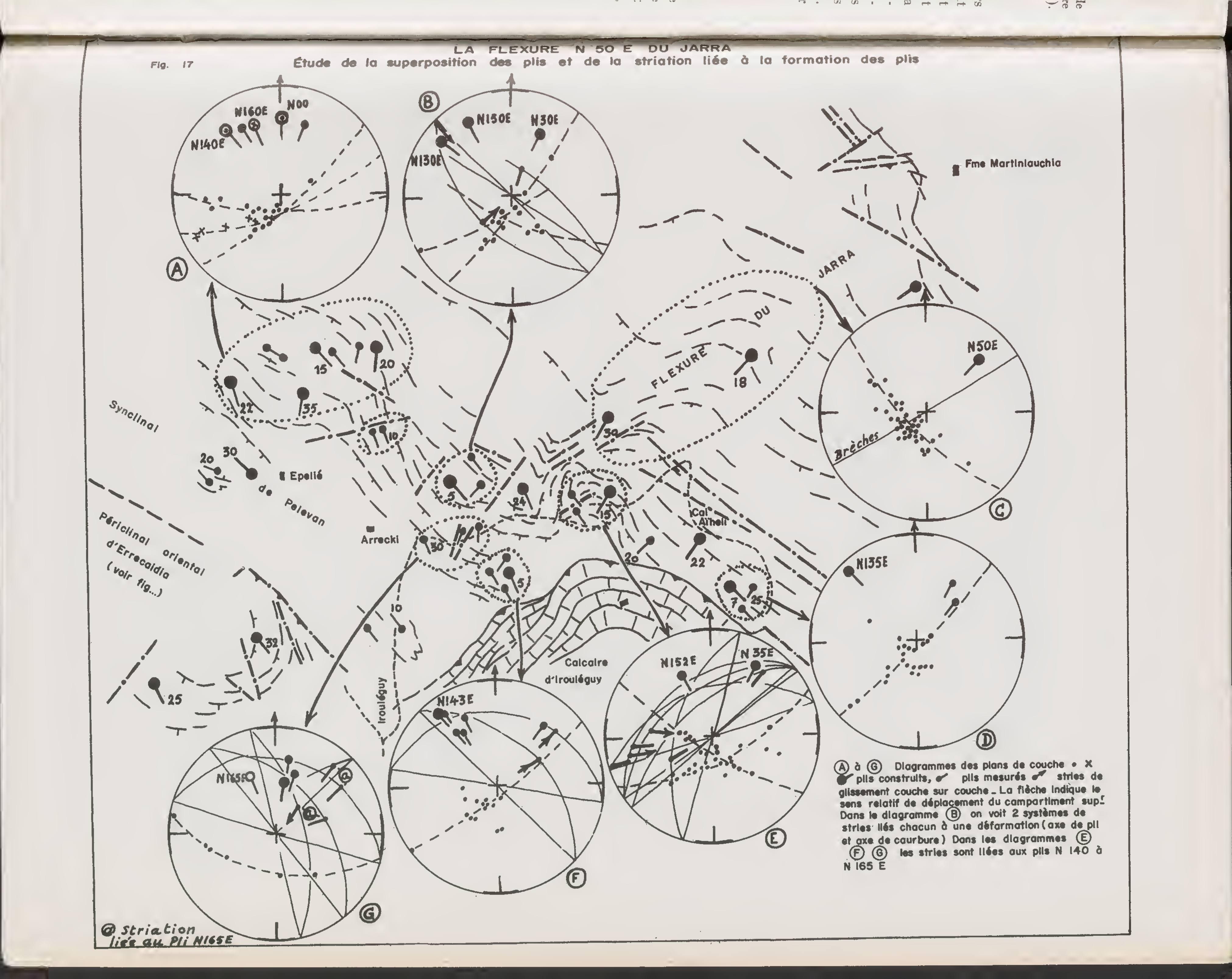
A ce déplacement s'ajoute cependant un mouvement en sens inverse ainsi que l'attestent la présence de fentes pennées dans les grès, la schistosité de fracture dans les niveaux argilitiques et les mouvements différentiels indiqués par la striation.

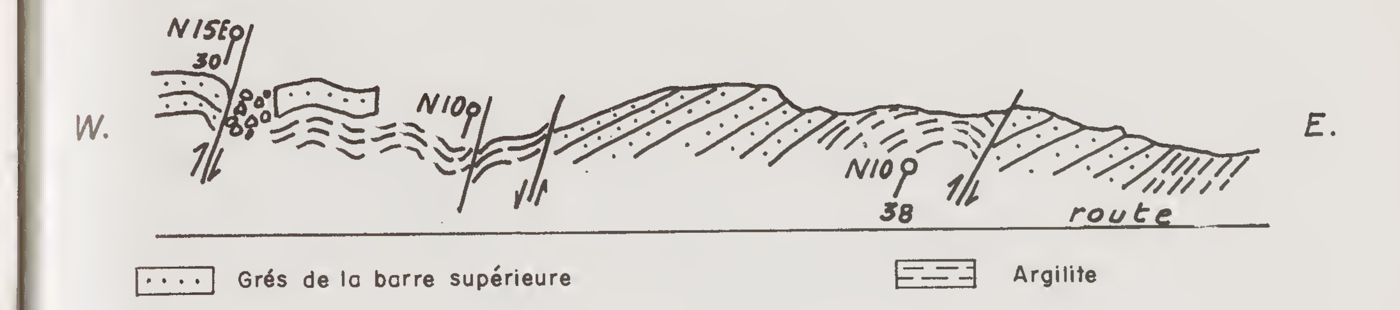
III. — LE SYNCLINAL DE PELEVAN

Le monoclinal du Jarra se relie, au SW, au synclinal du Vallon de Pelevan d'orientation N 120° E à N 130° E dont le fond est occupé par des argilites à pseudomorphoses de sel en général très plissotées (Fig. 21 D).

La partie occidentale du synclinal, qui se prolonge dans le Ravin d'Epellé disparaît très vite sous l'unité chevauchante de la Montagne de Joucohardaléguy. Au SW, un petit pli anticlinal fait suite au flanc S redressé du Synclinal de Pelevan (Fig. 21 C).

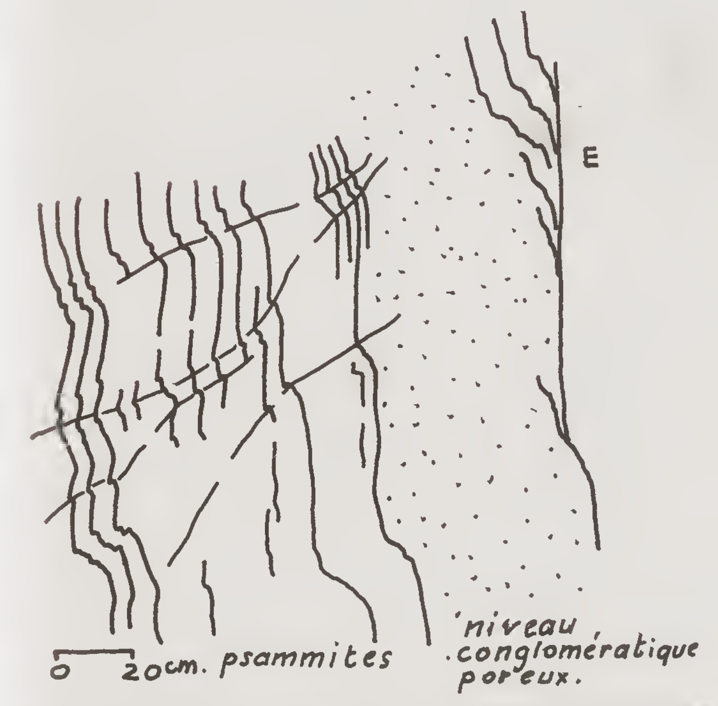
Fig. 17 LA FLEXURE N 50 E DU JARRA
Étude de la superposition des plis et de la striation liée à la formation des plis


LA FLEXURE N 50 E DU JARRA
Fig. 17
Étude de la superposition des plis et de la striation liée à la formation des plis
N140E
N160E
N00
N150E
N30E
N130E
Fme Martiniauchia
JARRA
DU
FLEXURE
N50E
Brèches
Synclinal
Epellé
de Pelevan
Arrecki
Col Atheil
Périclinal oriental d'Errecaidia (voir fig...)
N135E
Calcaire d'Irouléguy
Irouléguy
N152E
N 35E
N143E
N165E
(A) à (G) Diagrammes des plans de couche • X plis construits, plis mesurés stries de glissement couche sur couche _ La flèche indique le sens relatif de déplacement du compartiment sup.r Dans le diagramme (B) on voit 2 systèmes de stries liés chacun à une déformation (axe de pli et axe de caurbure) Dans les diagrammes (E) (F) (G) les stries sont liées aux plis N 140 à N 165 E
@ Striation liée au Pli N165E



Coupe de la route allant d'Arretchegarray au col d'Aïhely (flanc Sud du Jarra)_De nombreuses petites failles décalent les couches d'argilite et de grès de la barre supérieure en formant des plis en crochon.(voir Fig. 17 G)

Fig. 18



Flanc redressé du pli en genou affectant les psammites et argilites du Ravin d'Errécolde (Alt. 300 m.)

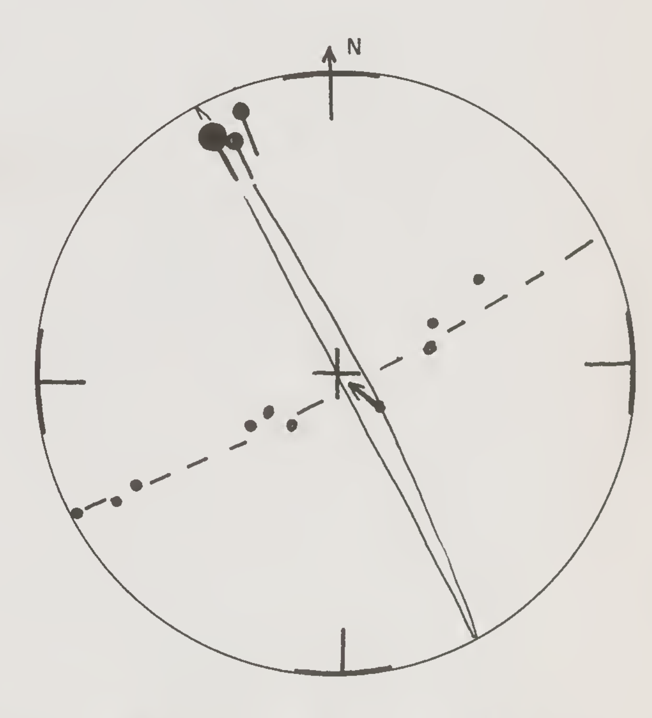
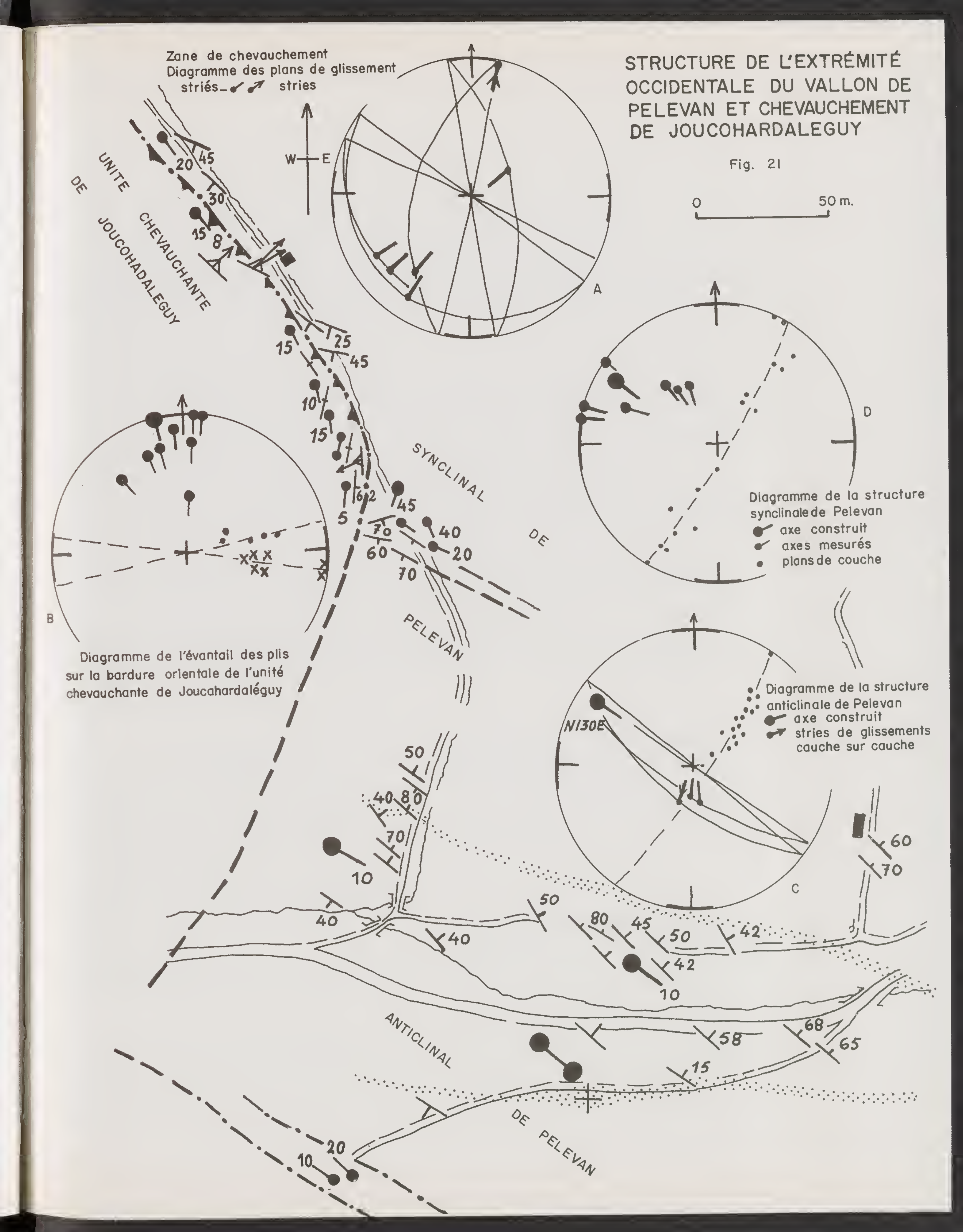


Diagramme des • plans de couche de ce pli
axe construit du pli; axes de petits plis (mesurés) affectant le flanc redressé de ce pli
Stries de glissement couche sur couche.

Fig. 19



STRUCTURE DE L'EXTRÉMITÉ OCCIDENTALE DU VALLON DE PELEVAN ET CHEVAUCHEMENT DE JOUCOHARDALEGUY
Fig. 21
0
50 m.
Zane de chevauchement
Diagramme des plans de glissement
striés
stries
W
E
A
UNITE CHEVAUCHANTE DE JOUCOHARDALEGUY
SYNCLINAL DE PELEVAN
ANTICLINAL DE PELEVAN
D
Diagramme de la structure synclinalede Pelevan
axe construit
axes mesurés
plansde couche
B
Diagramme de l'évantail des plis sur la bardure orientale de l'unité chevauchante de Joucahardaléguy
C
N130E
Diagramme de la structure anticlinale de Pelevan
axe construit
stries de glissements cauche sur cauche

RESUME

La région occidentale est constituée par *un bloc* assez massif, limité à l'E et à l'W par deux décrochements importants dont les mouvements relatifs se sont produits en sens inverse.

a) *Deux systèmes d'accidents cassants,* recoupant le socle paléozoïque, se sont répercutés dans le revêtement triasique. Le déplacement relatif des blocs du socle a donné naissance à des discontinuités sur lesquelles le revêtement a dû s'adapter. On observe toutes *les transitions entre l'accident cassant* recoupant le revêtement gréseux *et la flexure* qui permet au revêtement de « mouler » le décalage se produisant dans le socle.

b) *Un système d'accident cassant N* 120° *à N* 130° *E est recoupé par un système d'orientation N* 50° *à N* 40° *E.*

Des veines de baryte sont fréquentes dans les diaclases ouvertes appartenant au premier système. Ces veines sont déformées ensuite par des mouvements tardifs, probablement liés au deuxième système.

c) La structure est également déformée par *deux systèmes de plis et de courbures* dont les directions sont liées à celles des déformations de style cassant. Ces plis sont bien marqués dans les psammites et argilites supérieures où les anciennes directions sont déformées par les nouvelles.

d) L'examen de la *striation* sur les plans de fractures accompagnant les flexures montre que les mouvements n'ont pas consisté seulement en un jeu vertical des blocs du substratum. *Au décalage à composante verticale s'ajoute un mouvement à composante horizontale.*

e) La structure monoclinale du Jarra, de direction N 120° E, tourne vers le N dans le secteur occidental. Cette torsion est accompagnée par la formation d'un décrochement sensiblement E-W. Dans le mouvement différentiel, le compartiment N s'est déplacé vers l'E.

f) La structure monoclinale du Jarra se relie au S à un synclinal qui est suivi d'un petit pli anticlinal. Ces deux structures sont en partie chevauchées par des unités plus méridionales qui semblent enracinées sur leur bordure S. Nous verrons plus loin quelle est leur importance dans le mécanisme de torsion de la structure du Jarra.

C) - LA BORDURE MERIDIONALE DU JARRA

Sur la bordure méridionale du Jarra se trouvent trois unités tectoniques bien individualisées.

— La Montagne de Joucohardaléguy qui a une structure chevauchante.

— L'anticlinal dissymétrique d'Errecaldia qui s'appuie au N sur les structures anticlinale et synclinale du Vallon de Pelevan par l'intermédiaire d'une faille inverse.

— Enfin, les formations calcaires jurassiques d'Irouléguy-Sorhoueta qui reposent anormalement sur le monoclinal d'Etcheta.

I. — LE CHEVAUCHEMENT DE LA MONTAGNE DE JOUCOHARDALEGUY

La structure monoclinale de la Montagne de Joucohardaléguy, d'orientation N 150° E, est faiblement inclinée vers le SW. Elle est constituée par les séries supérieures du Trias inférieur surmontées anormalement par la grande masse d'ophite de la Montagne d'Ottikoren.

Ce monoclinal, qui paraît bien enraciné au SW, chevauche au NE l'extrémité occidentale du synclinal de Pelevan.

La surface de chevauchement

Dans la partie aval du Ravin d'Epellé, un peu au S de la première bergerie, les grès et argilites des barres intermédiaires de l'unité chevauchante viennent en contact avec les argilites à slumping et à pseudomorphoses de sel appartenant au synclinal de Pelevan.

L'axe des plissotements passe de N 140° E, au N, à N 10° E au S (fig. 21 B). On se trouve en effet, à cet endroit, juste à l'extrémité orientale de l'unité chevauchante qui s'est « heurtée » aux structures anticlinale et synclinale du Vallon de Pelevan. Cette zone a joué en quelque sorte le rôle de joint dans le mouvement relatif des blocs.

Un peu plus au N, sur le même sentier, au niveau de la première bergerie d'Epellé, un banc de grès se trouvant à la

base de l'unité chevauchante a été fortement laminé et écrasé. La striation relevée sur les lentilles gréseuses indique un mouvement de glissement de direction N 45° à N 60° E, c'est-à-dire légèrement obliques aux petits plis relevés dans ce secteur (fig. 21 A).

La surface de chevauchement s'observe également sur la crête de la Montagne de Joucohardaléguy (point J 2 de la carte structurale) où les argilites intermédiaires de l'unité chevauchante viennent en contact avec les grès de la barre supérieure de la série autochtone de la Montagne de Lourson.

Les grès sont déformés et les miroirs striés indiquent un mouvement de glissement de direction N 60 à N 90° E (fig. 22 A). Un peu plus au S (Point J 1) on observe quelques petits plissements et glissements dans les argilites et psammites appartenant à la base de l'unité chevauchante (fig. 22 B). A la croisée des sentiers, les argilites sont plissotées suivant des axes N 120° à N 130° E et les miroirs striés subhorizontaux indiquent des glissements suivant des directions N 20° à N 45° E (fig. 23 et 22 B).

Le complexe ophitique d'Ottikoren

Le contact se fait par l'intermédiaire d'une zone de laminage, inclinée vers l'W, qui recoupe d'une manière discordante les séries supérieures du monoclinal de Joucohardaléguy.

II. — L'ANTICLINAL DISSYMETRIQUE D'ERRECALDIA

L'anticlinal d'Errécaldia d'orientation sensiblement N 120° E est « tronçonné » par plusieurs décrochements transversaux de direction N 45° E. A l'E, la structure plonge vers le village d'Irouléguy tandis qu'à l'W, l'axe change de direction et plonge doucement vers la Nive des Aldudes.

La terminaison périclinale orientale

Le petit sentier quittant au N la route allant de Saint-Jean-Pied-de-Port à Baïgorry, à quelque 100 m à l'E de la ferme Berramberry et qui se poursuit jusqu'au Col d'Arretchéa (Point E 1), traverse le périclinal oriental. De nombreux petits décrochements accompagnés de diaclases de direction N 90 à N 130° E recoupent les couches (Fig. 25). Quelques-unes de ces diaclases sont ouvertes et remplies par des veines de baryte. Ces petits accidents ont pour effet de déformer la structure du périclinal qui devient ainsi très légèrement conique (Fig. 24).

Dans le petit vallon au SSE du Col d'Arretchéa, les couches se redressent de plus en plus en allant vers le N puis passent à la verticale. Dans le chemin creux reliant ce col à Irouléguy, les argilites ocres, ou rougeâtres (de la série à pseudomorphoses de sel) sont laminées suivant des plans N 145° E plongeant de 60 à 70° vers le SW. Cette zone laminée doit correspondre à une faille inverse qui met en contact la terminaison périclinale d'Errecaldia avec le synclinal de Pelevan.

Les plis superposés.

La partie centrale de l'anticlinal d'Errécaldia est déformée suivant deux directions principales de plis. Des axes de plis dont les directions varient de N 90° à N 135° E semblent correspondre à d'anciennes déformations.

Les axes N 45 à N 50° E correspondent plutôt à des courbures ou des ondulations peu accentuées liées aux décrochements transversaux qui tronçonnent l'anticlinal.

En examinant l'orientation des premiers plis, on constate que celle-ci varie régulièrement d'E en W en décrivant un arc de cercle. Leur prolongement varie également et se fait tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre. Cette distribution en arc de cercle semble être due à un léger pliage de toute la structure lors des nouvelles déformations guidées par les décrochements transversaux.

La faille inverse du flanc N de l'anticlinal

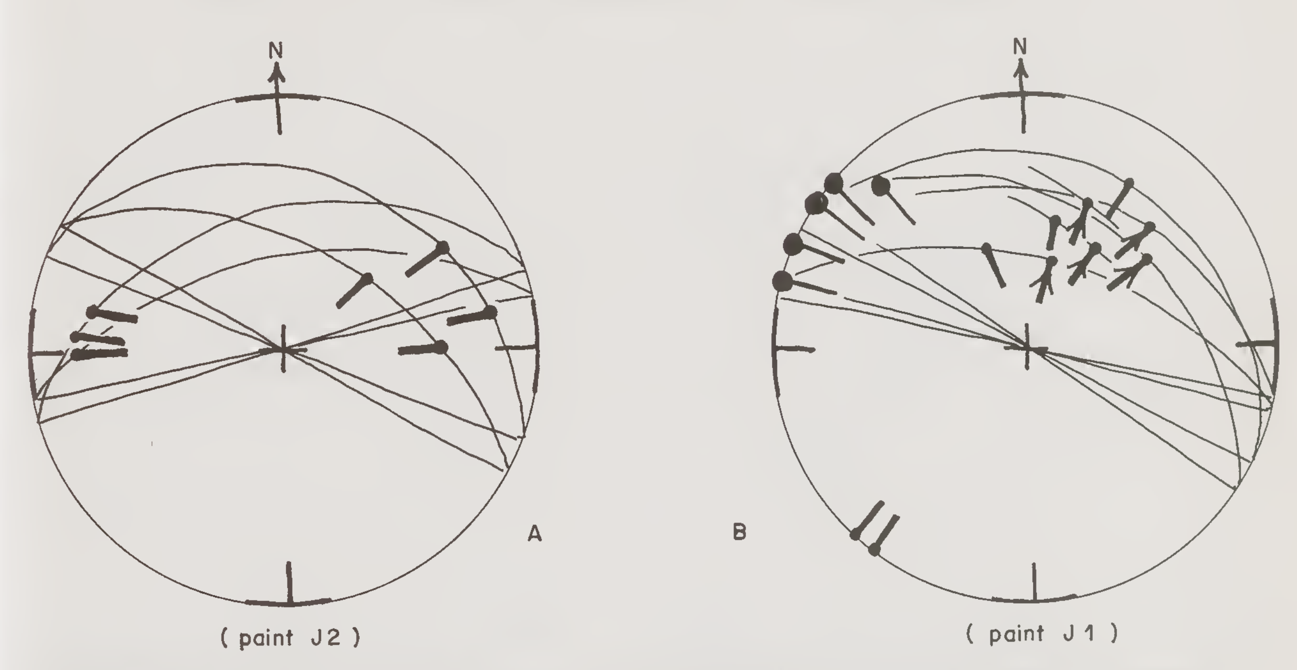
En prenant le petit sentier qui part au NW d'Occos pour rejoindre le vallon de Pelevan, on trouve, à l'altitude 150 m, une série de bombements dus à la superposition des deux déformations précédentes. En descendant sur le versant N de la Montagne d'Errécaldia, le long du même sentier, les couches de psammites des barres intermédiaires s'inclinent de plus en plus vers le NW pour atteindre un pendage maximum de 40°. L'absence d'affleurements ne permet pas d'observer l'évolution de la structure vers le N. Une cinquantaine de mètres plus loin, cependant, à l'altitude 220 m, les argilites ocres de la série à pseudomorphoses de sel, intensément plissées suivant une direction N 120° E, affleurent dans la tranchée du sentier. Elles passent un peu plus bas aux argilites à slumping qui appartiennent au flanc S de la petite structure anticlinale du vallon de Pelevan. Cette structure se relie à celle de l'anticlinal d'Errécaldia par l'intermédiaire d'un contact anormal. Le style de plis des argiles ocres impliquerait l'existence d'une faille inverse ou peut-être d'un petit chevauchement qui masquerait ainsi la partie orientale de l'anticlinal de Pelevan. Du fait du manque d'affleurement, il conviendrait d'apporter quelque réserve à la dénomination de « chevauchement d'Errécaldia » que nous avons portée sur la carte structurale.

Les formations calcaires du flanc S d'Errécaldia

Le flanc S de l'anticlinal d'Errécaldia est surmonté par des formations calcaires que nous avons attribuées à l'Infra-lias (voir p. 12). Dans la région d'Occos, le niveau bréchique à fragments d'argile bariolée et ocreuse qui forme la base de la série infraliasique n'est pas représenté partout car le contact entre les formations calcaires et les argilites à pseudomorphoses de sel est de nature tectonique.

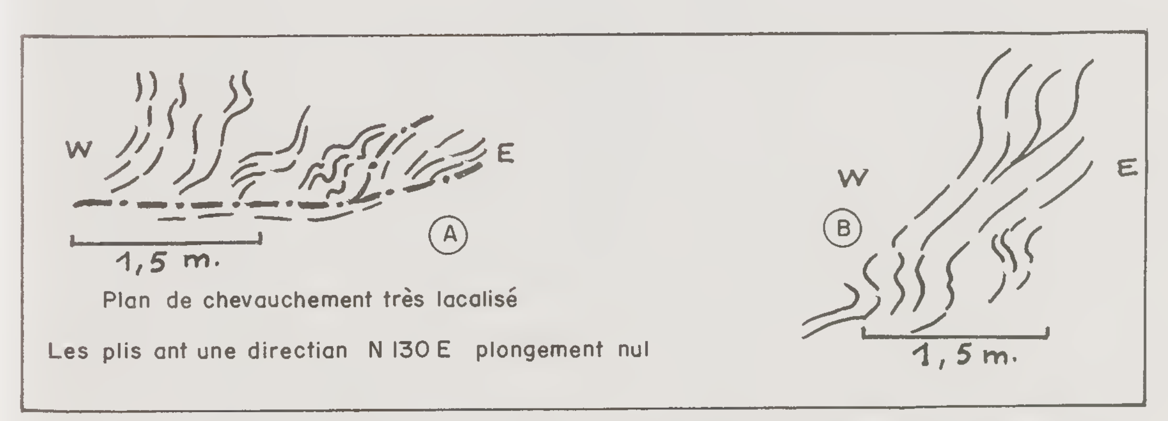
Sur le côté E du petit ravin qui s'ouvre au N du vallon d'Occos, à quelque 200 m au NE du hameau, les calcaires en bancs de 5 à 20 cm (qui surmontent normalement le niveau

SURFACE DE CHEVAUCHEMENT DE JOUCOHARDALEGUY



Plans de glissements avec stries dans les argilites psammites et gres à la base de l'unité chevauchante de Jaucahardaleguy ●⟵ stries _ La flèche indique le sens relatif de déplacement du campartiment supérieur ●— axe de petits plis d'entrainement liés au mauvement de chevauchement

Fig. 22



Zane de chevauchement de Jaucahardaléguy _ Style de défarmatian dans les argilites (A) et les psammites (B) de la base de l'unité chevauchante _ Vue en caupe de la lacalité J 1

Fig. 23

Dia
cas
(Fi
lég

PERICLINAL ORIENTAL D'ERRECALDIA

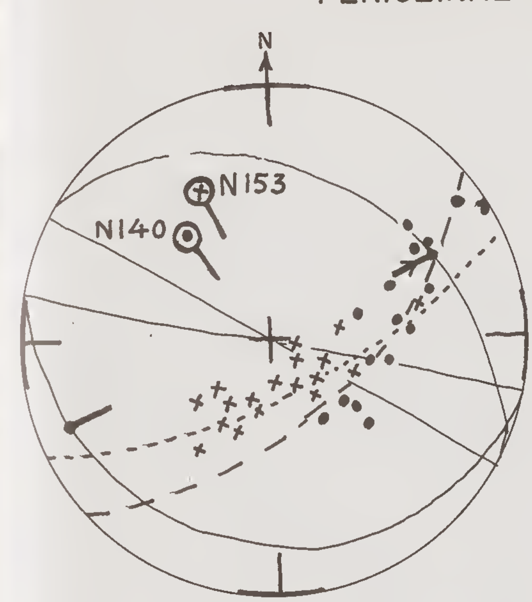


Diagramme des plans de couche_De multiples accidents cassants, subverticaux de directian N 120 E à N 170 E (Fig. 25) dannent à ce périclinal une structure légèrement canique ⊗— Axe au Nard ⊙— Axe au Sud

Fig. 24

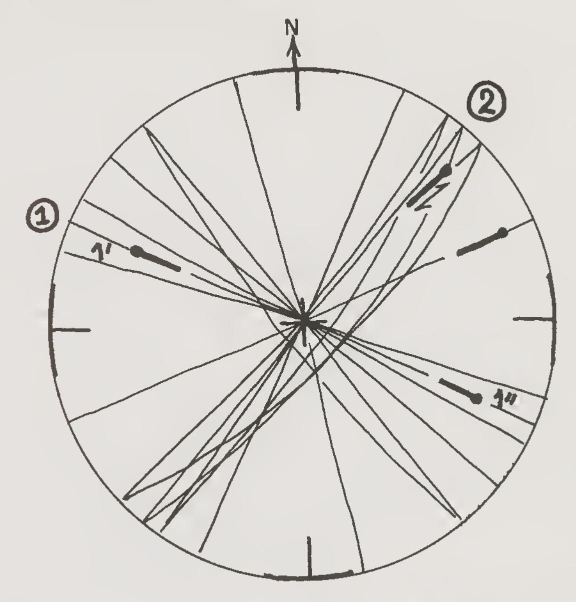
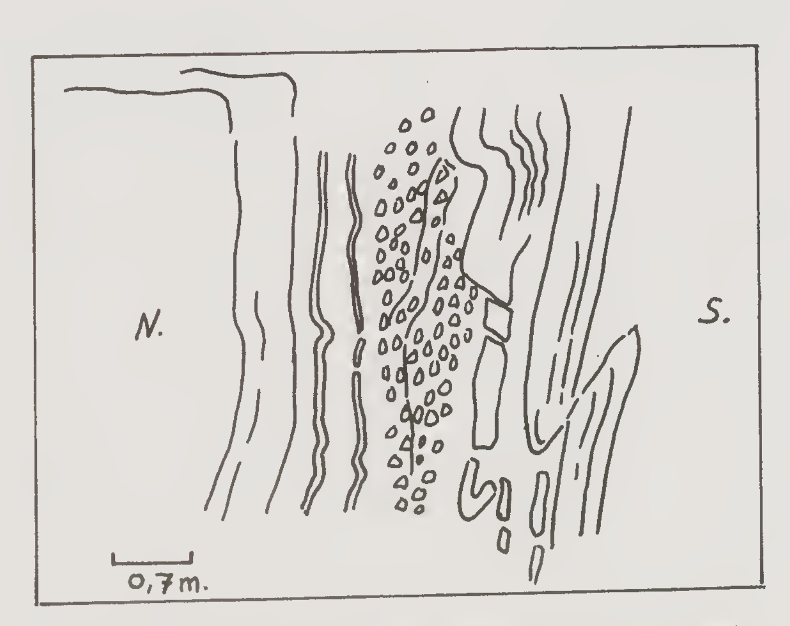


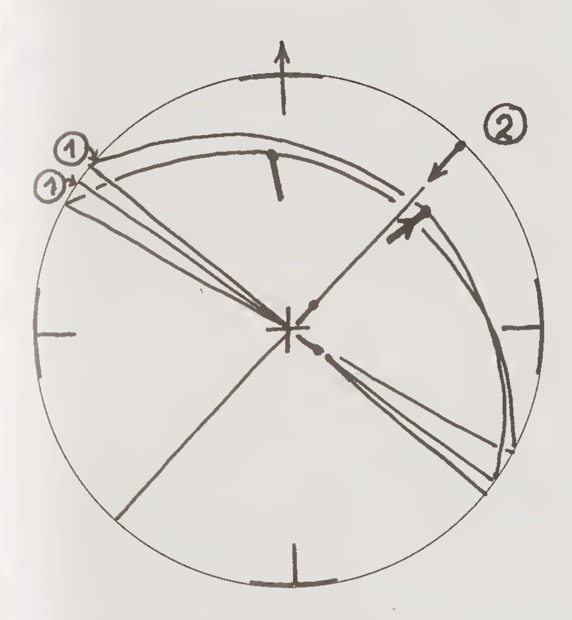
Diagramme des plans de diaclase et de mauvement recaupant les cauches du periclinal_Le système (1) est recoupé par le système (2) Des veinules de baryte se trauvent dans les diaclases auvertes appartenant au système (1)

Fig. 25



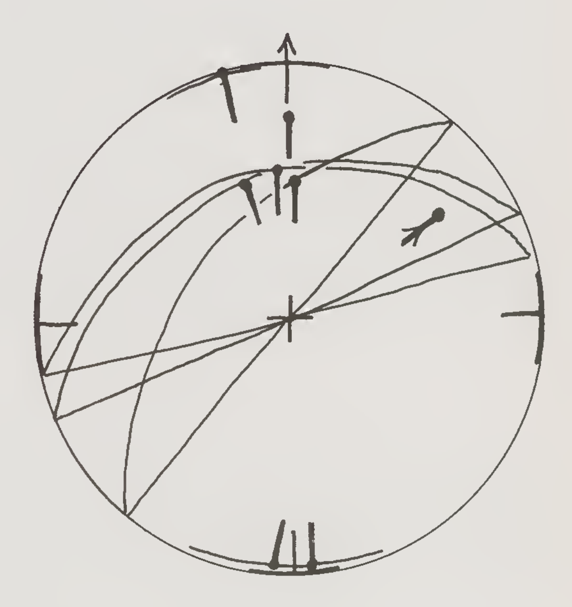
Style de pli dans les argilites à pseudamarphases de sel prés du cantact avec les calcaires d'Occas_ Flanc Sud de l'anticlinal d'Errécaldia (paint E 3)

Fig. 26



Chronologie des déformations de type cassant dans les calcaires de l'infralias à 100 m. au N.W. de l'ancienne église d'Irouléguy. Le système (1) vertical est recoupé par le système (2) avec superposition de mouvements de faille et de décrochement.

Fig. 27



Mouvements de glissement subhorizontaux liés aux structures synclinales des montagnes de Sor et d'Irouléguy.

Fig. 28

bréchique) sont plissés suivant un axe N 115° E et viennent butter directement contre les argilites ocres de la série à pseudomorphoses de sel. Les calcaires se sont emboutis dans les argilites ocres et celles-ci, très plastiques, se sont injectées dans les fissures et entre les bancs calcaires.

Au N d'Occos, le contact est également tectonique. Dans le petit sentier partant au NW du hameau, à l'alt. 180 m, les argilites ocres et rougeâtres sont très laminées. Un peu plus à l'E, dans le chemin creux longeant la vigne, à l'alt. 220 m (point E3) les argilites sont plissées en « accordéon » avec formation de glissements couche sur couche, accompagnés de « télescopage » entre les bancs plus résistants et finalement formation de brèches tectoniques (fig. 26). Les « télescopages » impliquent un déplacement relatif des niveaux supérieurs vers le N.

Les calcaires d'Occos qui reposent anormalement sur ces argilites sont également plissés suivant des directions N 40° à N 50° E, analogues à celles qu'on rencontre dans le substratum triasique de l'anticlinal d'Errécaldia (planche 2).

III. — LES FORMATIONS CALCAIRES D'IROULEGUY - SORHOUETA

Les formations calcaires qui s'étendent entre les hameaux d'Irouléguy et de Sorhoueta forment deux unités structurales.

— *L'unité inférieure* constituée par les formations infraliasiques qui affleurent principalement au pied des montagnes d'Irouléguy et de Sor et dont les structures sont mal définies.

— *L'unité supérieure* constituée par les formations jurassiques proprement dites qui sont ployées en synclinaux à coeur de Dogger.

L'unité inférieure.

Nous ne dégagerons que les traits essentiels de ces structures qui sont mal connues entre Irouléguy et Sorhoueta du fait de la mauvaise qualité des affleurements.

Les structures sont guidées par des plis de direction N 120° à N 130° E subhorizontaux, parfois accompagnés de failles de direction analogue.

Des plis de ce type sont visibles par exemple dans le niveau du tuf du ravin de Moussourils et du chemin creux qui monte au N de ce hameau. Les calcaires formant les petites falaises sur la rive gauche du ruisseau d'Irouléguy, en aval de ce village, ondulent également suivant cette direction.

Les structures sont recoupées par deux systèmes d'accidents cassants. Un système N 120° E et N 140° E est décalé par un système N 40 à N 50° E (Fig. 27).

Au pied du flanc S des Montagnes de Sor et d'Irouléguy, le contact des formations infraliasiques avec les formations jurassiques proprement dites est d'origine tectonique. Une importante zone de brêches s'étend entre le N de Sorhoueta et le N d'Irouléguy.

La nature de ces brèches est complexe. Une grande partie est d'origine sédimentaire (brèche du Lias inférieur). Il s'y ajoute les effets dûs à la migration et à l'action chimique du gypse sur les calcaires dolomitiques de l'Infralias et du Lias inférieur (Cargneule). A l'W de Sorhoueta se trouve un petit gisement de gypse qui a été exploité. Entre Moussourils et Sorhoueta, un niveau d'argiles bariolées du Keuper, d'épaisseur très variable, s'intercale encore entre les deux formations calcaires.

Ces brèches ont été reprises par des mouvements tectoniques. On y trouve fréquemment des zones calciteuses striées et cannelées. Les miroirs striés souvent subhorizontaux indiquent des mouvements de glissement dans une direction N ou NE. Des glissements de ce type sont également fréquents dans les calcaires jurassiques de l'unité supérieure (fig. 28). Les séries jurassiques qui surmontent cette zone de brèche sont très déformées.

L'unité supérieure.

Cette unité supérieure est constituée par des calcaires et marno-calcaires, allant du Lias inférieur au Callovien, qui sont plissés en synclinaux complexes. Par l'intermédiaire de calcaires caverneux et bréchiques, attribuées au Lias inférieur, et d'un mince niveau de brèches pouvant appartenir à la base de l'Infra-lias, eette unité repose, au N, sur les argilites à pseudomorphoses de sel appartenant au monoclinal d'Etcheta.

Sur la bordure occidentale de la Montagne d'Irouléguy, un lambeau d'argilites ocres et rougeâtres est pincé entre deux masses de calcaires plus ou moins bréchiques du Lias inférieur. Au S, les formations jurassiques s'appuient d'une manière discordante sur la grosse zone de brèches d'Irouléguy-Sorhoueta.

Le synclinal de la Montagne de Sor ne présente pas la même structure que celui de la montagne d'Irouléguy dont il est séparé par le petit décrochement de Moussourils de direction N 40° E.

La structure synclinale de la Montagne de Sor.

En prenant le petit sentier qui monte au N de Moussourils pour rejoindre la bergerie Etchenic, on recoupe transversalement la partie occidentale de cette structure synclinale.

Les marnes et marno-calcaires bréchiques du Lias inférieur forment le flanc S du synclinal. Ils sont déformés et plissés suivant un axe sensiblement N 120° E. Le coeur de ce synclinal est occupé par des calcaires du Dogger, très redressés et pincés entre deux failles subverticales d'orientation E-W.

Le rejet de la faille N a fait disparaître une grande partie des marnes et marno-calcaires du Lias moyen et supérieur du flanc N du synclinal. En allant vers l'E, ces failles subverticales ondulent et se greffent probablement sur celles du

Ravin de Sorhoueta. La striation relevée sur les miroirs de faille indiquent une superposition de mouvements subhorizontaux et subverticaux.

Au S de la bergerie Etchenic, les calcaires rubanés et en plaquettes du Lias inférieur sont ondulés suivant un axe E-W. Une de ces ondulations synclinales est remplie de marnes liasiques près de la bergerie Minando.

Les calcaires du Dogger qui forment la falaise SW du Ravin de Sorhoueta sont ployés en forme de cuvette. Le relèvement du bord S de la cuvette est accompagné d'accidents E-W qui amincissent localement les bancs. Les marno-calcaires liasiques se réduisent ainsi à quelques mètres d'épaisseur.

La structure synclinale de la Montagne d'Irouléguy.

Les marnes et marno-calcaires liasiques de la Montagne d'Irouléguy sont préservés dans de petites structures synclinales d'orientation E-W. L'une d'entre elles est visible sur la carte géologique.

La structure a été pliée ensuite suivant une direction N 50° E. Cette nouvelle déformation, accompagnée de failles peu inclinées, a imposé sa direction au petit synclinal d'Irouléguy. Elle est probablement liée au mouvement de flexure du Jarra dont l'effet s'est ressenti sur la bordure occidentale de la Montagne d'Irouléguy.

RESUME

Le monoclinal de Joucohardaléguy, enraciné au SW, *est chevauchant* au N·E sur les séries autochtones du Vallon de Pelevan et de la Montagne du Lourson.

Dans la zone de chevauchement, les plans de glissement striés, accompagnés le plus souvent de petits plis d'entraînement, montrent que *l'unité chevauchante de Joucohardaléguy s'est déplacée relativement vers le N·E et l'E*, en recoupant obliquement les séries autochtones. Le complexe ophitique de la Montagne d'Ottikoren repose également en discordance tectonique sur le monoclinal de Joucohardaléguy.

L'anticlinal d'Errécaldia est dissymétrique, tant longitudinalement que transversalement. De direction N 130° E, l'axe est horizontal dans la partie centrale. Il plonge ensuite rapidement vers le SE en formant le périclinal oriental qui se place précisément sur la prolongation, vers le SW, de la flexure du Jarra. Dans la région occidentale, l'axe change de direction avant de s'incliner vers l'W. *Cette dissymétrie longitudinale est liée à la présence d'accidents cassants transversaux* qui découpent l'anticlinal en plusieurs tranches et déforment les structures antérieures.

Des plis de direction N 100° à N 120° E, sont déformés par des axes de courbure liés aux décrochements N 45° E. Cette superposition des déformations est évidente sur le flanc S de l'anticlinal.

Le flanc S de l'anticlinal est enraciné au S, tandis que le flanc N est recoupé par une faille inverse. Cette faille inverse passe peut-être à un plan de chevauchement dans le secteur SW du Vallon de Pelevan.

Le flanc S est encore surmonté anormalement par un complexe calcaire infraliasique. Le style de déformation des calcaires et des argilites triasiques, sous-jacentes, implique un mouvement de glissement de ces calcaires sur le flanc S de l'anticlinal d'Errécaldia. L'importance de ce glissement n'a pu être précisée.

L'unité chevauchante de Joucohardaléguy, d'une part, et l'anticlinal dissymétrique d'Errécaldia, d'autre part, se trouvent précisément dans la zone de torsion vers le N du revêtement triasique gréseux qui se poursuit depuis l'Arradoy et le Jarra jusqu'à Bidarray. Ce revêtement triasique forme, nous l'avons vu, la bordure septentrionale de la dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port, Saint-Etienne-de-Baïgorry et qui se prolonge vers Bidarray.

La présence de ces unités tectoniques s'appuyant sur la bordure méridionale du Jarra est sans doute liée à la torsion des structures vers le N.

Les formations jurassiques d'Irouléguy-Sorhoueta reposent anormalement, d'une part, sur les argilites triasiques du monoclinal d'Etcheta et, d'autre part, sur les séries calcaires de l'Infra-lias. Les contacts sont de nature tectoniques.

Ces formations calcaires sont plissées en synclinaux, plus ou moins pincés, d'orientation E-W, recoupés par des failles N 130° E. Les structures sont encore déformées suivant des directions N 50° E, liées aux grands accidents du substratum triasique tels que la flexure du Jarra à l'W et, peut-être, la prolongation du décrochement de Caracoetchia à l'E.

III. - *CONCLUSIONS*

STRUCTURES ET DEFORMATIONS

Le flanc N de la dépression triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port est affecté de multiples accidents qui en compliquent la structure. Dans les montagnes du Jarra et de l'Arradoy, des accidents cassants, généralement subverticaux, appartenant à des systèmes d'âge différent, divisent le socle en compartiments. Ceux-ci peuvent se déplacer les uns par rapport aux autres. Dans les déformations successives, les anciens accidents limitant en partie ces compartiments, en forme de « coins », peuvent rejouer. Fournier, en 1905, avait déjà reconnu l'existence de tels « coins » dans le Paléozoïque des Pyrénées occidentales.

Les déplacements relatifs des compartiments du socle se sont répercutés dans le revêtement triasique, soit sous forme cassante (failles et décrochements), soit en formant des flexures quelquefois accompagnées de petits accidents cassants (« déchirures »).

Un système de plis ou de courbures de direction N 30° à N 60° E, lié à des accidents cassants de même orientation, se superpose à d'anciens plis, de style souvent « en genou », dont l'orientation est voisine de N 110 à N 140° E. Les nouvelles directions déforment les anciennes en donnant des structures complexes telles que des bombements, des cuvettes, des voilements ainsi que des plis légèrement repliés. On observe dans le Trias inférieur une disharmonie de structure entre la série gréseuse et conglomératique inférieure, très rigide, et la série de grès, psammites et argilites qui la surmontent. Dans les grès inférieurs se développent des coins tectoniques plus ou moins effilés qui jouent le rôle d'articulations et permettent la torsion des bancs; les psammites encadrées d'argilites se déforment plus souplement en donnant des plis plus ou moins cylindriques appartenant aux deux systèmes. Dans les formations jurassiques, séparées du revêtement triasique par un mince « coussin » d'argile plastique (groupe de l'anhydrite et Keuper), la superposition des plis est identique.

Lors des plissements, les mouvements de glissement des couches et des coins tectoniques les uns sur les autres se sont faits généralement très obliquement à l'axe des plis. La superposition de deux systèmes de plis s'accompagne de deux systèmes de stries, chacun restant oblique aux axes des plis correspondants. Ces plis ont donc une symétrie triclinique. Les glissements des couches liés à la deuxième déformation semblent être guidés, dans une certaine mesure, par les structures préexistantes.

La plupart des plis du revêtement triasique du Jarra et de l'Arradoy ne sont pas dûs à des mouvements de compression latérale. Ils sont le résultat de mouvements différentiels qui se sont produits le long des accidents cassants recoupant le socle paléozoïque (Wegmann, 1961). Ces mouvements peuvent être à composante verticale ou horizontale : il est utile de souligner ici l'importance des mouvements de décrochement.

HYPOTHESES RELATIVES A LA CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS

L'examen des structures dans les différents ordres de grandeur permet de proposer une chronologie relative des déformations.

MOUVEMENTS ANTE-APTIENS

Accidents cassants de direction N 120° à N 140° E.

Entre la montagne d'Arradoy et celle du Jarra, les accidents cassants de direction N 120° à N 140° E recoupent le revêtement triasique. A l'E du Pic de Jarra, une petite flexure est liée à des accidents de ce type. Ailleurs, on observe des plis de style « en genou » sans liaison visible avec des accidents cassants du socle. Par analogie avec des déformations cassantes de direction voisine affectant les séries jurassiques du synclinal des Arbailles et cicatrisées par l'Aptien, ces accidents seraient d'âge anté-aptien.

Accidents cassants de direction N 145° à N 155° E.

Les accidents cassants, tels que ceux de la Nive et du ravin d'Agolo, recoupent les plis précédents et sont recoupés par les accidents cassants de direction N 50° E.

Minéralisation de baryte.

Dans les diaclases ouvertes de direction N 120° à N 140° E, les veines de baryte sont fréquentes surtout sur le flanc S du Jarra et dans l'anticlinal d'Errécaldia. L'épaisseur de ces veines ne dépasse guère 50 centimètres.

MOUVEMENTS POST-APTIENS

Des décrochements et failles de direction N 30° à N 70° E, affectant visiblement le socle paléozoïque, recoupent les accidents précédents. Dans le revête-

ment triasique, ils sont parfois accompagnés de plis qui déforment les structures antérieures (plis repliés). La flexure du Jarra se situe sur un de ces accidents. Ce mouvement important de flexure se fait probablement sentir jusqu'au S d'Irouléguy (ennoyage vers l'E de l'anticlinal d'Errécaldia). Dans le synclinal des Arbailles, les assises du Crétacé inféricur sont recoupées par des accidents cassants de cette direction. On observe en même temps un léger rejeu des accidents antérieurs de direction N 120° E. Dans la montagne d'Etcheta, la déformation des veines de baryte, logées dans les diaclases N 120° E, est probablement due à cette phase tectonique. L'étude détaillée de la région de Nabahandi permettra encore de préciser l'âge de ces mouvements (anté-cénomaniens avec rejeu post-cénomanien).

LA TORSION VERS LE N DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE LA DEPRESSION DE SAINT-JEAN-PIED-DE-PORT

Pour expliquer la forte dénivellation existant entre le Trias inférieur qui se trouve au fond de la dépression de Saint-Jean et celui qui devrait normalement recouvrir le massif paléozoïque des Aldudes, actuellement décapé par l'érosion, on est obligé d'admettre un déplacement important sur toute la bordure S de la dépression. La formation de cette zone faillée d'orientation N 120° E est probablement synchrone de la formation du petit anticlinal d'Errécaldia, des structures synclinales et anticlinales de Pelevan et des plis en genou qui affectent le revêtement triasique des montagnes du Jarra et de l'Arradoy.

La zone faillée de la bordure méridionale de la dépression de St-Jean se greffe à l'W de Baïgorry sur une faille N-S qui produit également un décalage important du Trias. L'âge de cet accident n'est pas déterminé, mais il est probable qu'il a participé, en même temps que la faille N 120° E, au mouvement d'effondrement de la dépression de St-Jean, Baïgorry, Bidarray.

Au niveau de la Nive des Aldudes, la structure du flanc septentrional de la dépression de Saint-Jean-Pied-de-Port se tord vers le N et prend alors une dircction méridienne jusqu'à Bidarray. La présence de plusieurs unités chevauchantes vers le N et le NE, dans la région d'Errécaldia-Joucohardaléguy, s'explique dans une torsion vers le N de la partie occidentale de la dépression triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port. Par manque de place, les unités se sont chevauchées : chevauchement de la montagne de Joucohardaléguy surmonté par celui de la montagne d'Ottikoren, d'une part, structure dissymétrique de l'anticlinal d'Errécaldia, faillé ou légèrement chevauché vers le N, d'autre part. Le mouvement de torsion a été également facilité par la formation du décrochement de Fagalde de direction N 70° E qui affecte aussi le Paléozoïque.

Les accidents cassants affectant aussi le socle Paléozoïque jouent un rôle essentiel dans les déformations du revêtement dont il guide les structures. Leur cartographie est indispensable pour comprendre le mécanisme des grandes structures, telles la « virgation » d'Armandarits. Si les principaux systèmes d'accidents mis en évidence dans la région du Jarra et de l'Arradoy se retrouvent dans de nombreux endroits des Pyrénées occidentales, *leur chronologie n'est pas nécessairement partout identique.* Il semble plutôt que ces directions soient très anciennes et aient rejoué plusieurs fois au cours des temps géologiques.

BIBLIOGRAPHIE

Bertrand L. (1911). — Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leur relation avec les Pyrénées centrales et orientales. Essai de carte structurale des Pyrénées. *B.S.G.F.* (4), t. XI, pp. 122-153, 6 fig., 1 pl.

(1940). — Sur la structure géologique du versant Nord des Pyrénées. *B.C.G.F.*, t. XLII, n° 204, pp. 205-283, 12 fig.

Carez L. (1912). — Résumé de la géologie des Pyrénées françaises. *Mém. S.G.F.* (4), t. XII, n° 7, 129 p.

Charpal O. de (1955). — Le Jurassique et le Crétacé inférieur cn bordure du Massif Baïgourra-Labourd (B.-P.). Document non publié de l'Institut Français du Pétrole; départemcnt géologie sédimentaire. *Thèse* 3e *cycle, Bordeaux* 1955.

Castéras M. (1933). — Recherches sur la strueture du versant Nord des Pyrénées centrales et orientales. *B.C.G.F.*, t. 37, n° 189, 525 p., 64 fig., 9 pl., 1 carte + coupes.

(1948). — Sur quelques accidents de la zone nord-pyrénéenne entre les vallées du gave d'Ossau et du Saison. *B.C.G.F.*, t. 47, n° 225, pp. 145-165, 2 fig.

(1952 a). — Esquisse structurale du versant Nord des Pyrénées. *C. R. de la* 19e *session du Congrès Géologique Intern. Alger*, 1952, sect. XIII, fasc. XIV, pp. 165-180, 1 carte.

(1952 b). — Phases de plissement dans les Pyrénées basques orientales. *C. R. de la* 19e *session du Congrès Géol. Intern. Alger*, 1952, sect. XIII, fasc. XIV, pp. 143-164.

(1953). — Sur la constitution du socle et de la couverture détritique du Massif d'Igounce. *C. R. som. S.G.F.*, pp. 332-337.

Destombes J.-P. (1947). — Le Muschelkalk de Saint-Jean-Pied-dePort. *C. R. som. S.G. F.* n° 10, pp. 213-215.

Dubar G. (1925). — Etude sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. IX, n° 1, 332 p., 51 fig., 7 pl.

Dupouy-Camet (1952). — Recherches structurales sur les accidents triasiques du Sud-Ouest de l'Aquitaine. *B.S.G.F.*, t. XLIX n° 233.

Fournier E. (1905). — Nouvelles études sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Ossau et celle de Roncevaux (Valcarlos). *B.S.G.F.* (4), t. VII, pp. 138-157.

(1908). — Etudes sur les Pyrénées basques (Basses-Pyrénées, Navarre, Guipuzcoa). *B.C. G.F.*, t. XVIII, n° 121, pp. 491-548, 33 fig.

(1913). — Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales. *B.S.G.F.* (4), t. XIII, pp. 183-211.

(1925). — Sur quelques points de la tectonique de la lisière scptentrionale des Pyrénées. *B.S.G.F.* (4), t. XXV, fasc. 4-5, pp. 279-285.

Gottis M. et Roger Ph. (1965). — Rivages marins pyrénéens au Trias inférieur ? Existence d'une terrasse de tempête aux temps triasiques sur l'emplacement du massif de la Rhune. *Actes Soc. Linnéenne de Bordeaux*, t. 102, série B, n° 8.

Jacob Ch. (1930). — Zone axiale, versant Sud et versant Nord des Pyrénées. *Livre jubilé S.G.F.* Paris 1930, t. II, pp. 389-410, pl. XLI.

Jacquot (1888). — Sur le gisement et la composition du système striasique dans la région pyrénéenne. *B.S.G.F.* (3), t. XVI, pp. 850-877.

Laverdière J.-W (1930). — Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales. *Mém. Soc. Géol. du Nord*, t. X, mém. 2, 131 p., 8 pl.

Lotze F. (1932). — Sur l'âge des mouvements ayant donné naissance à la nappe des Marbres des Pyrénées navarraises. *C. R. som. S.G.F.*, n° 8, pp. 101-103.

Lamare P. (1927-1928). — Feuille de Bayonne au 1/80.000 , partie espagnole. *B.C.G. F.*, t. XXXI, n° 170, pp. 106-116.

(1928 a). — Le problème du Trias dans les Pyrénées basques. *C. R. som. S. G. F.*, pp. 60-61.

(1928 b). — Sur la structure des montagnes du Guipuzcoa situées à l'Est de la vallée de l'Oria. *B.S.G.F.* (4), t. XXVIII, fasc. 6-7, pp. 309-316.

(1931). — Les éléments structuraux des Pyrénées basques d'Espagne. Essai de synthèse tectonique. *B.S.G.F.* (5), t. I, pp. 95-130, 5 fig., pl. V et VI.

(1936). — Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne. *Mém. S.G.F.* nlle série, t XII, n° 27, 464 p., 305 fig., 7 pl., 1 carte, (thèse).

(1938). — Structure de la Basse Navarre aux environs de Bidarray, de Saint-Etienne-de-de-Baïgorry et des Aldudes. *B.C.G.F.*, t. XXXIX, n° 196, pp 133-164.

(1939). — La série paléozoïque du Massif du Baygoura et de la vallée de la Nive. Ses relations avec les terrains secondaires environnants. *B.S.G.F.* (5), t. IX, pp. 163-184.

(1940 a) — Les anomalies structurales des environs de Jaxu et de Bustinee en Basse Navarre française. *C.R. som. S.G.F.*, n° 11, p 112-113.

(1940 b) — Le bassin triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port, ses relations avec le Paléozoïque et le Crétacé des montagnes environnantes (Feuilles de Saint-Jean-Pied-de-Port et de Mauléon). *B.C.G.F.*, *T.* XLII, n° 203, pp. 141-157, 1 pl.

(1941) — Remarques sur la structure du Pays Basque. *B.S.G.F.* (5), t. XI, pp. 97-112, 2 fig.

(1942) — Observations géologiques dans la partie Ouest de la feuille de Mauléon. *B.C.G.F.*, t. XLIII, n° 208, pp. 85-218, 25 fig., 1 pl.

(1943) — A propos des calcaires vermiculés du Musehelkalk pyrénéen. C.R. Som. *S.G. F.* n° 4, pp. 37-38.

(1944) — Observations sur la tectonique des Pyrénées basques à propos des travaux géologiques d'Eugène Fournier. *B.S.G.F.* (5), t.XIV, pp. 103-116.

(1949) — Révision de la feuille de Mauléon au 1/80.000. L'anticlinal de la Haute Bidouze et ses annexes. *B.C.G.F.*, t. XLVII, n° 226, pp. 139-161.

(1950 a + b) — La structure physique du Pays Basque. Son retentissement sur la géographie humaine et l'histoire régionales. *Eusko - Jakintza.* Vol. IV, n° 1-2-3 et 4-5-6.

(1950 d) — Révision de la feuille de Mauléon au 1/80.000. Les environs d'Iholdy. *B.C. G.F.*, t. XLVIII, n° 131, pp. 195-208, 1 pl.

(1950 c) — La structure géologique des Pyrénées basques. *Primer Congreso Int. de Pirenceista del Instituto de Estudios Pirenaïcos. geologia 1*, n° 18, Zaragoza 1950, 1 carte.

(1952) — Une modalité tectonique propre au Trias moyen et sup. « La structure en glaçons ». *C.R. Som. S.G.F.*, n° 12, p. 234.

(1954). — Carte géologique de la France au 1/80.000. Feuille de Saint-Jean-Pied-2e édition.

(1954 b) — Milieu physique et condition humaine en Pays Basque. Publication en Munibe. *Revista del grupo de Ciencias Naturales. Aranzadi de la Real Sociedad Vascongada de los Amigos del Pais.* San Sebastian.

(1954 c) — Présentation de la feuille de Saint-Pied-de-Port de la Carte Géologique de France au 1/80.000[e] (2[e] édition 1953). *Actes 2[e], Congrès Int. Etudes pyrénéennes Luchon-Pau* 1954, t II, sec. I., p. 73-123, 2 pl.

(1954 e) — Superposition des mouvements orogéniques anté-aptiens, anté-eénomanien et éoeènes sur la lisière septentrionale des Pyrénées Basques. *C.R. Som. S.G.F.*, p. 110-113.

(1962). — La feuille de Bayonne au 50.000e. Son eadre morphologique et ses earaetères géologiques. *B.C.G.F.*, T. XLVIII, n° 265, p. 411-459, 12 fig., 4 pl., 1 earte.

ROUSSEL J. (1904). — Tableau stratigraphique des Pyrénées. *B.C.G.F.*, T. XV, n° 97, p.23-141 66 fig., 3 pl.

SEUNES (1890). — Reeherehes géologiques sur les terrains seeondaires et éoeène inf. de la région sous pyrénéenne du S W de la Franee (B.-P. et Landes). *Annale des Mines.* T XVIII, p. 209-458, 1 earte.

STUART-MENTEATH (1891 a). — Note sur une earte géologique de la Haute et Basse Navarre, *B.S.G.F.* (3), T. XIX, p. 917-921, 1 fig., pl. XIX.

(1891 b). — Note sur 12 eoupes des Pyrénées oeeidentales. *B.S.G.F.* (3), T.XIX, p. 929-932, pl. XX.

VIENNOT P. (1927). — Reeherehes stueturales sur les Pyrénées oeeidentales françaises. *B.C.G.F.*, T. XXX, n° 163, pp. 1-267, 1 earte.

(1928) — Observation pétrographique dans le massif cristallin de Labourd (B.-P.). *B.S.G.F.* (4), T. XXVIII, fase. 6-7, pp. 369-379.

VIENNOT P. (1928). — Feuille de Bayonne au 1/80.000. *B.C.G.F.*, T. XXXI, n° 170, p. 322-327.

WEGMANN E. (1948).- Sur quelques problèmes de la teetonique superposée. *Bull. commission géologique de Finlande*, T. XXIV, n° 140, p. 223-238.

(1961). — Anatomie eomparée des hypothèses sur les plissements de eouverture. (Le Jura plissé). *Bulletin of the geological Institutions of the University of Uppsala.* Vol. XL, p. 169-182, 2 fig.

WEGMANN E. et SCHAER J.-P. (1957). — Lunules teetoniques et traees de mouvements dans les plis du Jura. *Eclogae geologicae Helvetiae*, Vol. 50, 2 pp. 491-496, 3 fig.

TABLE DES MATIÈRES

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 1er JUIN 1966
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX

Dépôt légal 2e trimestre 1966

Planche 1

LES DEFORMATIONS SUPERPOSEES DANS LES GRES AU N. D'ARBELARRE

(grès de la barre inférieure)

COUPE TRANSVERSALE DE LA CARRIERE AU NORD D'ARBELARRE (sur la route Nle 618)

FORMATION DES COINS TECTONIQUES SERVANT D'ARTICULATIONS LORS DU PLISSEMENT

SSW

NNE

Conglomérats

Argilite schisteuse

Mouvements différentiels

0 1m 2m.

LES TRACES DE MOUVEMENTS SUR LES COUCHES ET LES COINS TECTONIQUES diagramme schématique

N115E S

S. O. E. N.

N.

S.

25

N60E axe de courbure

5

N115E

axe de pli

N.

S.

Stries relevées sur les plans de couches (en noir) et sur les diaclases en biseau (en rouge)

N.

Stries sur les grands coins tectoniques (en rouge)

Stries sur les couches (en noir)

Chronologie des mouvements.

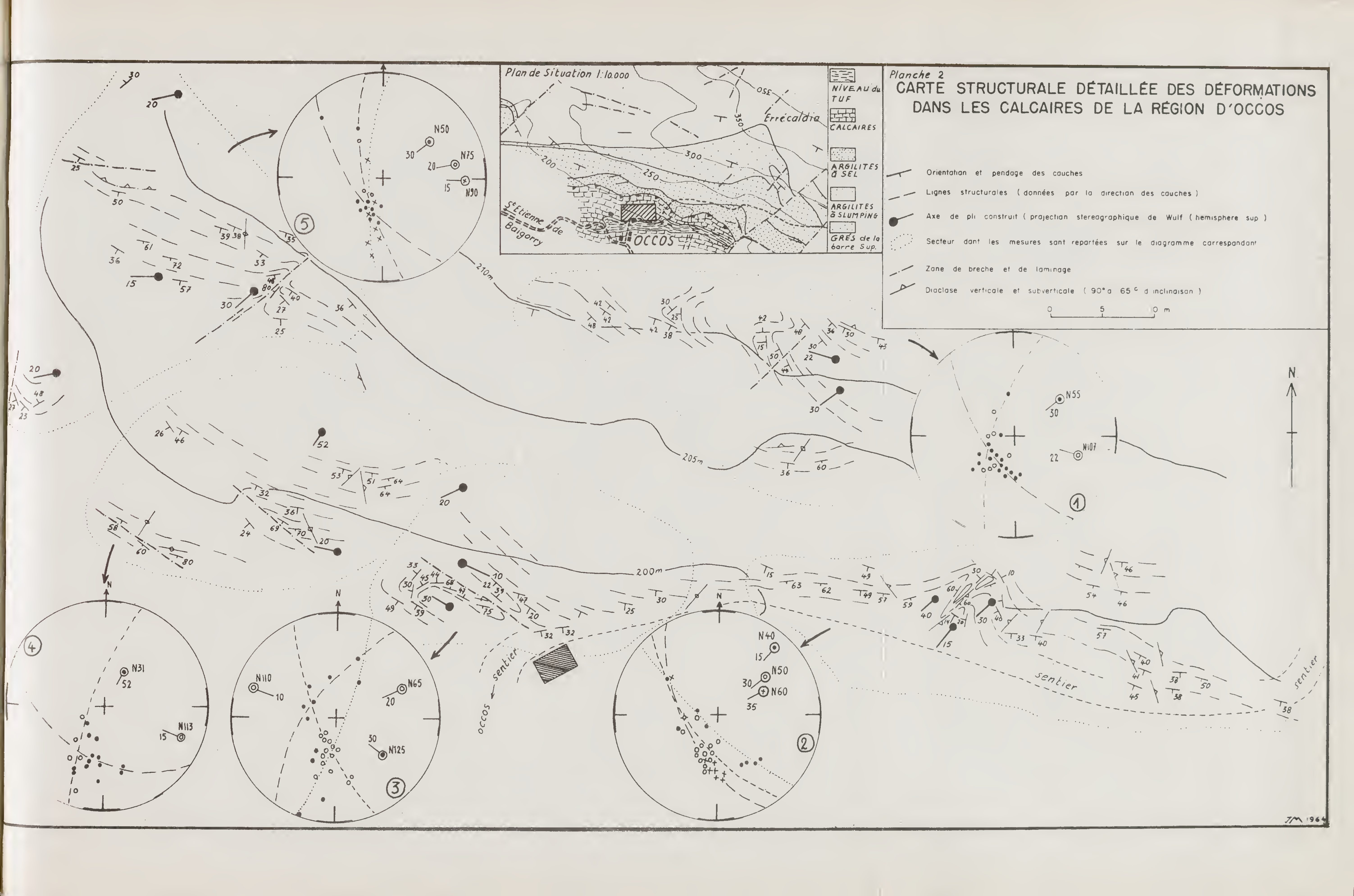




Planche 2
CARTE STRUCTURALE DÉTAILLÉE DES DÉFORMATIONS DANS LES CALCAIRES DE LA RÉGION D'OCCOS
Orientation et pendage des couches
Lignes structurales (données par la direction des couches)
Axe de pli construit (projection stereographique de Wulf (hemisphere sup)
Secteur dant les mesures sont reportées sur le diagramme correspondant
Zone de breche et de laminage
Diaclase verticale et subverticale (90° a 65° d inclinaison)
Plan de Situation 1:10.000
NIVEAU du TUF
CALCAIRES
ARGILITES à SEL
ARGILITES à SLUMPING
GRES de la barre Sup.
Errécaldia
St Etienne de Baigorry
OCCOS
210m
205m
200m
sentier
occos
N
JM 1964


CARTE GÉOLOGIQUE DU JARRA ET DE L'ARRADOY
BASSES PYRÉNÉES
PAR J. MULLER
ECHELLE 1/10 000
QUATERNAIRE INDIFFÉRENCIÉ
CALLOVIEN
CALCAIRES MASSIFS
BATHONIEN
MARNES NOIRES GRÉSEUSES
MARNES GRISES
CALCAIRES MARNEUX
CALCAIRES OOLITHIQUES
CALCAIRES EN PLAQUETTES
CALCAIRES BRECHIQUES
BAJOCIEN
LIAS SUP.
LIAS MOYEN
LIAS INF.
NIVEAU DU TUF
NIVEAU BRECHIQUE
INFRALIAS
JURASSIQUE
ARGILES BARIOLEES
OPHITE
TRIAS SUP
TRIAS
ARGILITES RUBANÉES A PSEUDOMORPHOSES DE SEL
GROUPE DE L'ANHYDRITE ?
ARGILITES RUBANÉES
ARGILITES A SLUMPING
GRÈS DE LA BARRE SUPÉRIEURE
GRÈS ET PSAMMITES DES BARRES INTERMEDIAIRES ET INTERCALATIONS D'ARGILITES
GRÈS GROSSIERS (BARRE INFERIEURE)
CONGLOMERATS POLYGENIQUES
GRÈS BIGARRÉS
PERMO_TRIAS
ARGILITES VERSICOLORES
PERMIEN ?
PALÉOZOIQUE
PALÉOZOIQUE
GRÈS ET ARGILITES (TRIAS)
GRÈS ET ARGILITES (PERMIEN)
ARGILITES BARRIOLÉES et OPHITE (GR. ANHYDRITE ET KEUPER)
CALCAIRES (TRIAS_JURASSIQUE)
FLYSCH CRÉTACÉ
LIGNES STRUCTURALES
CHEVAUCHEMENTS
CONTACTS ANORMAUX (FAILLE) (DÉCROC)
MYLONITES
ESQUISSE TECTONIQUE au 1/80.000
D'apres la carte géologique au 1/80 000 de St JEAN PIED DE PORT par P. LAMARE, modifiée
contacts stratigraphiques
contacts str. interprétés
chevauchements
decrochements et failles
zones de breches tectoniques et de mylonites
pendage des couches
vertical
incliné
horizontal
equidistance des courbes de niveau : 50m.
routes et chemins
voies ferrées
Montagne de Bauroutauzo
Fagalde
Col de Fagalde
Bauroutauze
Loursan Fme
Quartier Eyheralde
Montagne d'Ottikoren
Quartier Ottikoren
Ravin d'Epellé
Epellé
Pelevoa Fme
Epellé Fme
Arrecki Be
Col d'Arretchéa
Montagne d'Errecaldia
Quartier Barsuta
Bolgorry
Errecaldia Be
OCCOS
Vallon d'Occos
Osquy Fme
Berromberry Fme
IROULEGUY
Montagne d'Iroulegui
Joureguiberry Fm
Etchenic Be
MOUSSOURILS
Etcheberria Be
SORHOUETA
Ravin de Sorhouéta
Belanga
Porthalouria
Ravin de Pelaua
Pelaua Be
Ravin d'Errecaldia
Etcheverry Be
Montagne d'Echeta
Col d'Aihera
Ravin de Chinuo
Ravin de Costerene
Ravin de Thubill
Montagne
Martinlouchia Fme
Caracoetchia
Montagne de Caracoetchia
Ithurralde Fme
Bourougery Fme
Marraenia Fme
Creux de Marraenia
Montagne d'Arbelarre
Arbelarre Fme
Laustania Fme
Montagne de Jarra
Ravin d'Ispoure
Montagne d'Ispoure
Ravin d'Agoio
Agoio
ruisseau Arradoy
Bellagaria Fme
D'ARRADOY
St Jean Pied de Port
ASCARAT
ISPOURE
GUERMIETTE
La Nive
Nive
Pic Caqueta
Pic d'Iparla
Pic de Lachar
St Martin d'Arrosa
Osses
Pic de Jarra
St Etienne de Baigorry
Irouleguy
Ispoure
Pic d'Aïrte



CARTE STRUCTURALE DU JARRA ET DE L'ARRADOY
BASSES PYRENEES
PAR J. MULLER
ECHELLE 1/10 000
1965
Les structures
LIGNES STRUCTURALES (construites à partir des directions des couches)
COUCHES (direction et pendage en degrés)
SCHISTOSITE (schistes paléozoiques exclusivement)
AXES DE PETITS PLIS (mesurés)
AXES DE GRANDS PLIS CONSTRUITS (y compris axes de courbure et d'ondulations)
DIACLASES EN BISEAU (associées aux couches) (revêtement triasique exclusivement)
DIACLASES verticales subvert. inclinées horiz.
CONTACT ANORMAL incliné suivant la pointe du triangle
FAILLES ET DECROCHEMENTS observés, interprétés
ZONES DE BRECHES TECTONIQUES
QUATERNAIRE INDIFFERENCIE
CALCAIRES MASSIFS
CALLOVIEN
BATHONIEN
MARNES NOIRES GRÉSEUSES
BAJOCIEN
MARNES GRISES
LIAS SUP.
CALCAIRES MARNEUX
LIAS MOYEN
CALCAIRES OOLITHIQUES
CALCAIRES EN PLAQUETTES
LIAS INF.
CALCAIRES BRECHIQUES
NIVEAU DU TUF
INFRALIAS
NIVEAU BRECHIQUE
ARGILES BARIOLEES
OPHITE
TRIAS SUP
JURASSIQUE
TRIAS
Les mouvements
ARGILITES RUBANÉES A PSEUDOMORPHOSES DE SEL
GROUPE DE L'ANHYDRITE?
ARGILITES RUBANÉES
ARGILITES A SLUMPING
GRES DE LA BARRE SUPERIEURE
GRES ET PSAMMITES DES BARRES INTERMEDIAIRES ET INTERCALATIONS D'ARGILITES
GRES GROSSIERS (BARRE INFERIEURE)
CONGLOMERATS POLYGENIQUES
ARGILITES VERSICOLORES
PERMIEN?
PALEOZOIQUE
GRES BIGARRE
PERMO_TRIAS
ESQUISSE TECTONIQUE 1/80.000
secteurs N. et W. suivant P. Lamare
Lignes structurales
Décrochements principaux et failles
Axes des anciennes structures
Axes des plis surimposés
PALÉOZOIQUE
GRÈS ET ARGILITES (TRIAS)
GRÈS ET ARGILITES (PERMIEN)
ARGILITES BARRIOLÉES et OPHITE
CALCAIRES (TRIAS_JURASSIQUE)
FLYSCH CRÉTACÉ
LIGNES STRUCTURALES
CHEVAUCHEMENTS
CONTACTS ANORMAUX (FAILLE) (DÉCROC.)
MYLONITES
ESQUISSE TECTONIQUE au 1/80.000
D'apres la carte géologique au 1/80 000 de St JEAN PIED DE PORT par P. LAMARE, modifiée
Osses
St Martin d'Arrossa
contacts stratigraphiques
contacts str. interprétés
chevauchements
decrochements et failles
zones de breches tectoniques et de mylonites
pendage des couches
vertical
incline
horizontal
equidistance des courbes de niveau 50m.
routes et chemins
voies ferrées
Decrochement de Fagalde
Chevauchement d'Arrecaldia
Faille de Sorhoueta
Decrochement de Coracoetchea
IROULEGUY
SORHOUETA
MOUSSOURIL
GUERMIETTE
ASCARAT
ISPOURE
St Jean Pied de Port
Montagne d'Etchecamendia
Pelevoa Fme
Montagne d'Arbeitz
Bellogorio Fme
Occos
Vallon d'Occos
Osquy Fme
Berramberry Fme
Etcheberria Be
Quartier Otikoren
Quartier Borsuto
Quartier Larrea
Montagne de Bouroutaoure
Lourson Fme
Ithurralde Fme
Arbelorre Fme
Marroenia Fme
Montagne de Coracoetchea
Montagne d'Ispoure
la Nive
Bourougoury Fme
Loureguiberry Fm
Arrecha Be
Epelle Fme
Recaldie Be
Peloua Be
Helango
Jaxu
302
303
304
305
306
307
308
309
310
311
104
105
106
107

TOME 102 1965 Numéro 10
Série B

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

ÉTUDE PALÉOÉCOLOGIQUE
de la lignée miocène
du nonion dollfusi cushman

M. CARALP
et
A. LAMY

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

OME 102 1965 N° 10
Série B
ACTES de la SOCIÉTÉ LINNÉENNE de BORDEAUX

Séance du 6 novembre 1965

ETUDE PALEOECOLOGIQUE DE LA LIGNEE MIOCENE DU NONION DOLLFUSI CUSHMAN

par M. CARALP et A. LAMY (*)

C'est en 1936 que CUSHMAN (4) signale et décrit l'espèce *Nonion dollfusi*, dans des niveaux considérés alors comme "Burdigalien supérieur" à Mérignac (Gironde).

L'abondance de cette espèce dans le Miocène inférieur aquitain et plus particulièrement dans les horizons aquitaniens nous a permis en 1960 (2) de lui adjoindre deux autres espèces reconnues dans un certain nombre de coupes de forages et d'affleurements. Ce sont :

- *Nonion cestasensis* JULIUS plus abondant en faciès burdigalien,
- *Nonion vigneauxi* CARALP et JULIUS caractérisant plus particulièrement les dépôts helvétiens.

En 1964, HARDENBOL (5) d'après des matériaux provenant des seuls affleurements aquitains, reprend les trois espèces précédentes et y ajoute deux nouvelles variétés aux caractères à peu près intermédiaires entre les trois espèces. Il les dénomme *Cribrononion dollfusi* var. A et var. B mais doit reconnaître que "Morphologically these five types are not clearly separable in our material, and the number of types could be extended at will. Neither is there a very clear succession stratigraphically".

L'étude approfondie du groupe de *Nonion dollfusi* CUSHMAN paraissait donc urgente si l'on ne voulait pas voir créer un nombre de types morphologiques d'autant plus grand que les critères différentiels étaient mal définis.

Il convenait dans ce but :

- de reconnaître les caractères morphologiques susceptibles d'évoluer ou de varier au cours du développement complet de la lignée du *Nonion dollfusi*,
- de définir, d'après ces caractères, un certain nombre de types morphologiques,
- de suivre, sur des coupes continues, les variations de chaque type morphologique en fonction du faciès,
- de séparer les types stables pouvant seuls avoir valeur d'espèces et présenter, outre un intérêt évolutif, une éventuelle valeur stratigraphique,
- de préciser, pour les types reconnus liés à un faciès donné, le milieu sédimentaire préférentiel.

*. Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Bordeaux-Talence (33).

METHODES D'ETUDES

Le choix des forages dans lesquels la faune des *Nonion* pouvait être observée, a été réalisé en fonction des conditions paléogéographiques régnant en Aquitaine pendant le Miocène (3, pl. 2).

En effet, les divers *Nonion* étudiés sont des formes vivant en zones côtières ou littorales assez peu profondes, qui disparaissent complètement dans les horizons de type néritique (Girondien ou Vindobonien par exemple).

C'est pourquoi nous avons examiné (fig. 1) :

en zone côtière :

- la coupe profonde de *Saucats I* (CALG) (Gironde) où les deux termes Aquitanien et Burdigalien sont assez bien définis par la microfaune (Foraminifères et Ostracodes).
- celle du *Barp* (Gironde) située sur la zone périclinale de l'anticlinal de Villagrains-Landiras où se succèdent des dépôts Miocène inférieur de faciès divers et Helvétien.

en zone littorale :

- la coupe profonde d'*Arjuzanx* (Landes) dont l'épaisse succession qui couvre la totalité du Miocène inférieur (d'après des Foraminifères) permet une étude complète du groupe des *Nonion*.
- celle de *Cestas* (Gironde) qui offre un faciès burdigalien typique.
- celle de *Croix d'Hins* (Gironde), qui, ayant atteint le toit du Miocène inférieur, a traversé l'Helvétien.

Les résultats étant acquis d'après l'examen des coupes citées ci-dessus, les ensembles fauniques de *Nonion* recueillis dans les affleurements classiques aquitains sont donnés à titre de complément de documentation.

Chaque *Nonion* a fait l'objet de mesures précises et a été classé en raison de ses caractères morphologiques externes dans un type déterminé.

DEFINITION DES ELEMENTS DE MESURES

Sur le matériel ainsi recueilli, nous avons effectué, pour chaque individu, les six mensurations suivantes (fig. 2) :

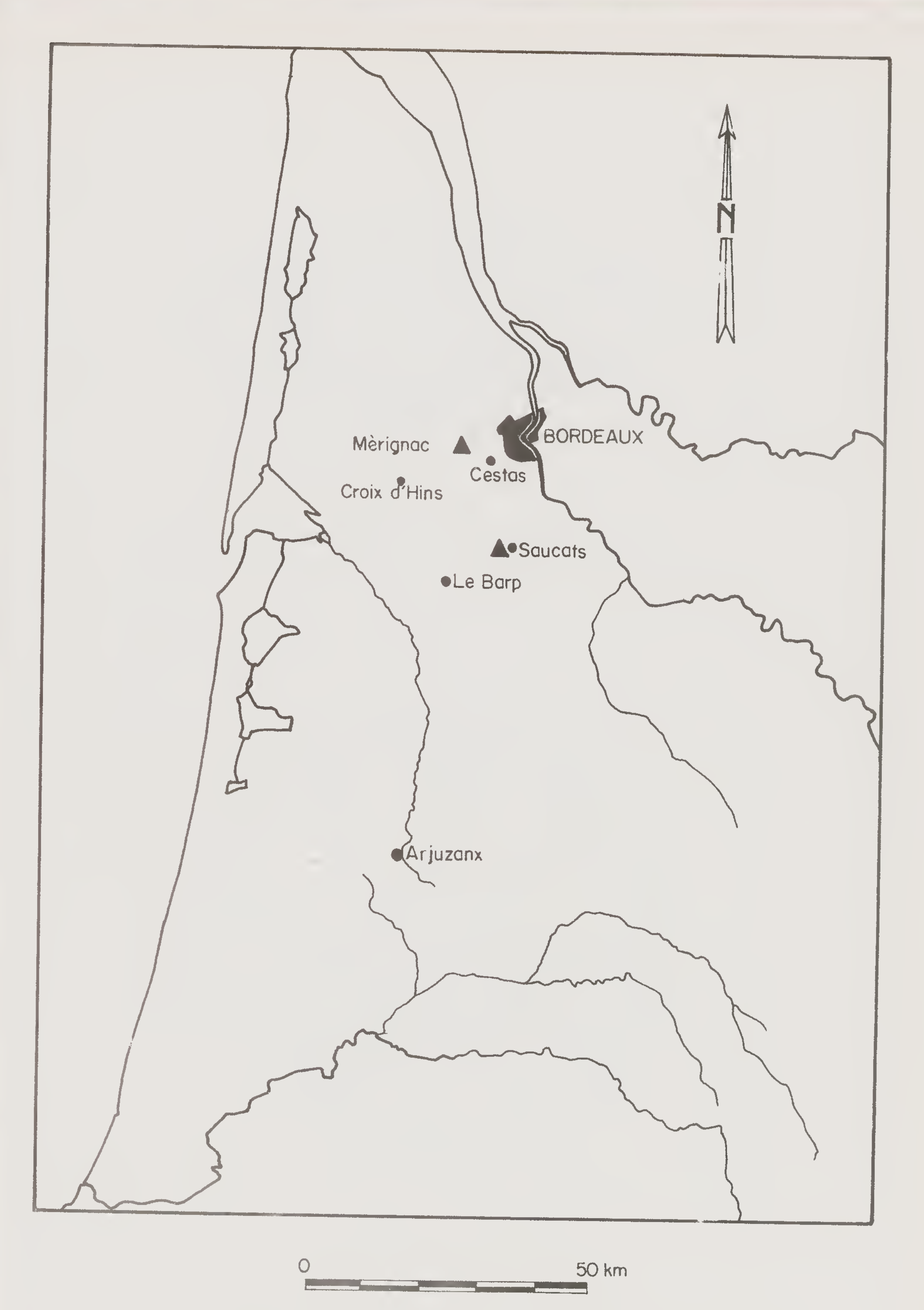
en vue latérale :

- D : le plus grand diamètre qui part du point où la carène périphérique joint la face aperturale.
- d : c'est le diamètre exactement perpendiculaire au précédent, correspondant approximativement au diamètre moyen.
- H : hauteur de la plus grande loge, soit la dernière formée.
- h : hauteur de la plus petite loge visible, c'est-à-dire de celle qui se situe au contact de la dernière loge formée avec le tour de spire précédent.
- X : nombre de loges visibles, c'est-à-dire formant le dernier tour de spire.

en vue de profil :

- e : épaisseur maxima du test, située toujours au niveau des deux boutons ombilicaux.

Pour les divers types morphologiques définis, la moyenne de chaque mesure a été calculée. Ces résultats sont donnés au cours de la description des types morphologiques.



LOCALISATION DES FORAGES ●
ET DES AFFLEUREMENTS ▲

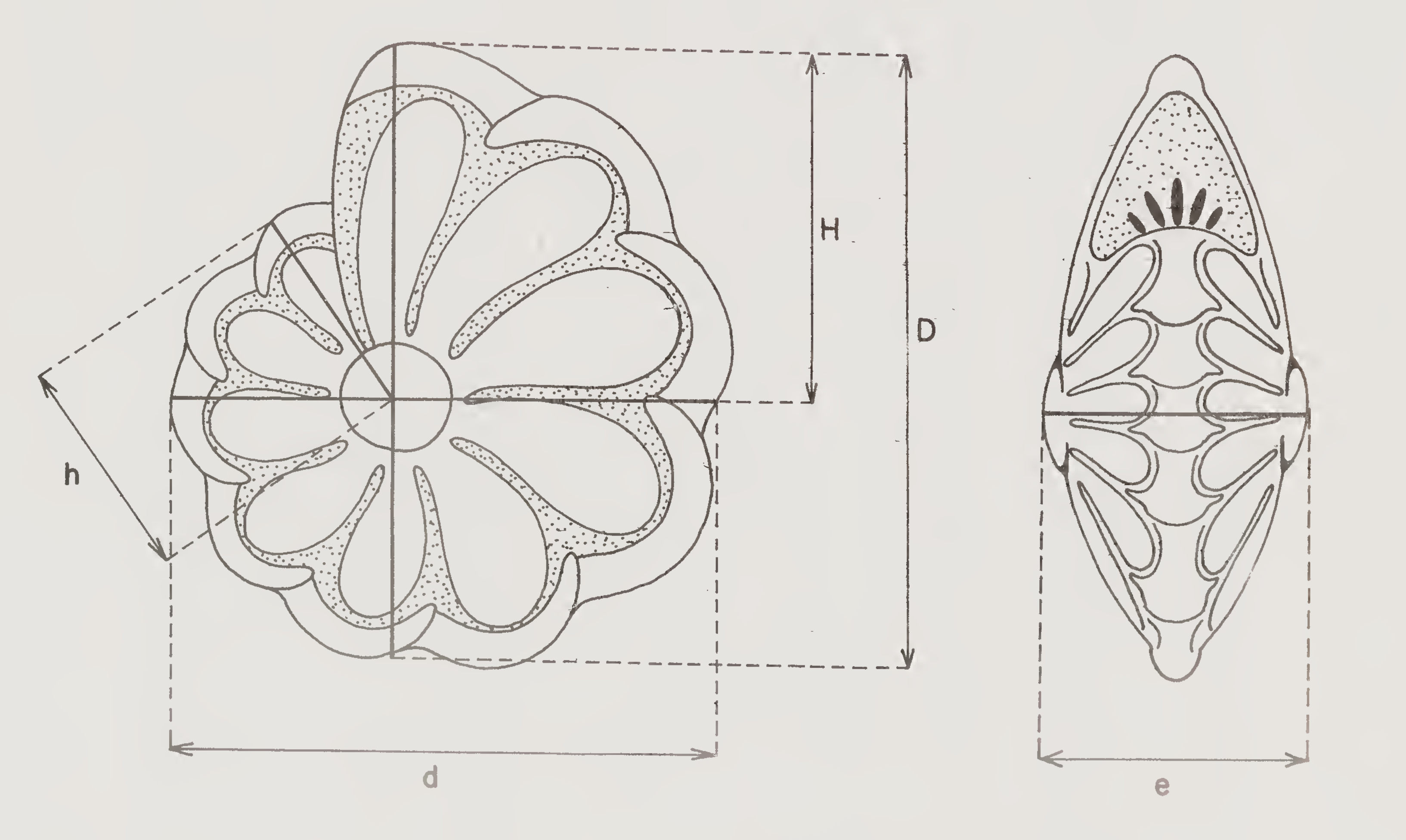


figure 2

SYMBOLISATION DES FORMES ETUDIEES

Il convenait alors de choisir, pour chaque forme étudiée, un couple de caractères externes à variations importantes. En fait, les caractères sur lesquels s'observent les plus importantes variations morphologiques sont :

- le bouton ombilical,
- les sutures de loges.

1°– Le bouton ombilical :

Parmi les *Nonion* étudiés, quatre types différents de bouton ombilical ont été définis (et symbolisés par une lettre) :

- bouton simple de petite taille (inférieur à 0,2 mm) .... type A
- bouton simple de grande taille (supérieur à 0,2 mm) .... type B
- bouton réticulé .... type C
- bouton déformé .... type D

Le type A correspond aux formes primitives, les types C et D aux individus les plus évolués.

2°– Les sutures de loges :

Les variations observées sont nombreuses et les six groupes ont été séparés.

Les divers types (symbolisés par un chiffre) sont les suivants :

- sutures simples .... type 1
- sutures dentelées .... type 2
- sutures dentelées avec bourrelets .... type 3
- sutures à effet de logettes .... type 4

(Le bourrelet du type 3 s'individualise mieux par rapport aux loges voisines et donne l'impression de logettes intercalées entre les loges dans le type 4).

- sutures à bourrelets réduits .... type 5

(Les bourrelets bien individualisés par rapport aux loges voisines ont une surface plus réduite que dans le type 3).

- sutures avec des petites boules .... type 6

(Les bourrelets réduits du type précédent se résolvent en une série de petites boules alignées entre deux loges successives).

Diverses combinaisons peuvent alors être obtenues en groupant deux à deux ces différents symboles. Vingt-quatre possibilités peuvent être ainsi formées et sont matérialisées dans le tableau N° 1.

Toutefois, à la simplicité ou la complexité d'un caractère correspond, généralement, la simplicité ou la complexité de l'autre caractère : ainsi, par exemple, avec un bouton ombilical simple (A ou B), nous n'avons pas observé de sutures complexes du type 4.

C'est la raison pour laquelle toutes les possibilités d'association des deux caractères n'ayant pas été trouvées, seules les 13 combinaisons effectivement rencontrées sont figurées sur le tableau N° 1.

En outre, afin de préciser davantage les variations observables dans ce groupe de *Nonion*, il a été tenu compte de la taille des individus. C'est pourquoi dans les tableaux de répartition dressés pour chaque coupe de forage, figurent, pour chaque type étudié, trois signes symbolisant la taille d'après la dimension du grand diamètre (D) qui peut être :

- inférieure à 0,5 mm .... signe -
- comprise entre 0,5 et 0,9 mm .... signe ±
- supérieure à 0,9 mm .... signe +

Associées aux 13 combinaisons reconnues (tableau N° 1), ces trois nouvelles catégories permettent d'observer très précisément les espèces étudiées et leurs diverses formes intermédiaires, et d'effectuer des comparaisons intéressantes d'un forage à un autre.

I.- DESCRIPTION DES STADES :

D'après les symboles précédemment définis, les différents stades morphologiques des *Nonion* étudiés peuvent être décrits et figurés (tableau N° 1). L'ordre adopté pour cette description est celui de la complexité croissante du bouton ombilical.

1°- Bouton petit ou normal - Caractère A :

– *Sutures simples* : forme A1 (pl. 1, fig. 1).

C'est la forme décrite par CUSHMAN (4) comme type de l'espèce *Nonion dollfusi*. Elle est très petite (Dm = 0,47 mm), dépassant rarement 0,5 à 0,6 mm dans son plus grand diamètre ; dans certains cas, toutefois, elle peut atteindre une plus grande taille et dépasser le millimètre mais il s'agit alors d'un cas particulier qui existe seulement dans les niveaux supérieurs où la forme est présente.

Lisses et brillants dans la plupart des cas, les individus montrent une ornementation nette, très aisément visible.

Le test, le plus souvent sans feston sur le bord, comprend une carène périphérique très nette, large et régulière, à courtes digitations suturales intéressant à peu près le quart du rayon. Les loges courtes et larges ont une extrémité périphérique arrondie, épousant la forme correspondante de la carène ; leurs bords, d'allure sigmoïde, sont nets de toute ornementation. Les sutures sont donc absolument lisses et unies. Le bouton ombilical est régulier, très rond et petit, présentant un fort relief.

La face aperturale, très semblable pour toutes les formes étudiées, a une allure ogivale, plus ou moins plate. L'apertura consiste en une ligne de 5 à 9 pores, assez importants, délimitant une ligne criblée en forme d'arc, à la base de la face aperturale. Toutefois, dans certains cas où cette face est très nette, existe une zone en demi-cercle, au-dessus de l'arc de l'apertura, présentant une surface entièrement criblée de pores très fins.

En vue de profil, l'arc ogival formé par la face aperturale est assez large, dominé à sa partie supérieure par le bourrelet de la carène. La base de l'arc est épaissie par la présence marquée des boutons ombilicaux.

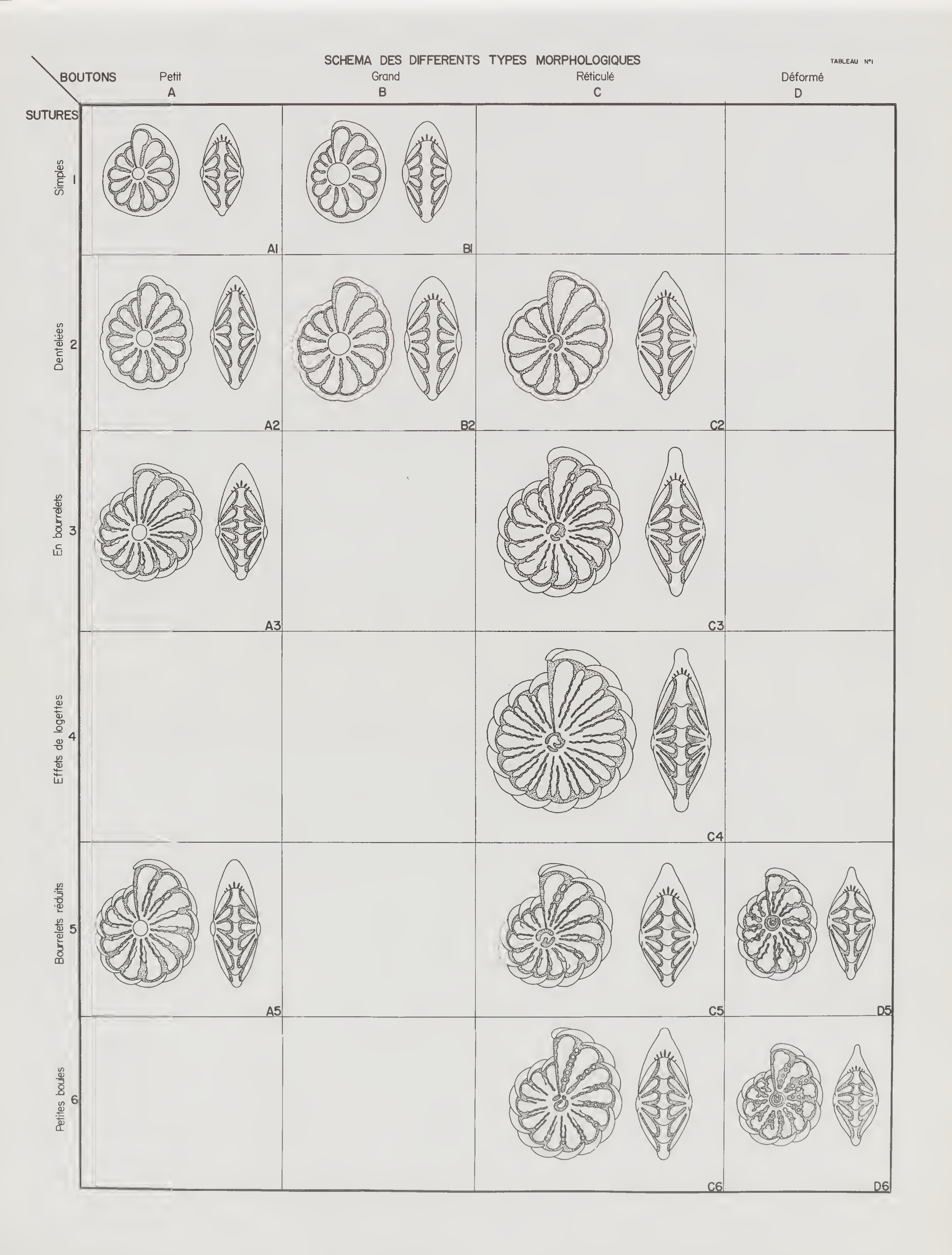
Cette forme a une large répartition verticale et ses représentants sont parmi les plus nombreux dans les ensembles fauniques des *Nonion* étudiés.

Dm = 0,48 mm	Hm = 0,26 mm
dm = 0,40 mm	hm = 0,17 mm
em = 0,23 mm	Xm = 12 loges.

A ce type, se rattachent des individus peu fréquents présentant quelques différences mineures. Ce sont des formes à faible relief : l'ombilic est très plat et peu visible, les sutures lisses sans aucune ornementation. La carène est également peu visible n'ayant pratiquement pas de relief et n'étant pas lobée. En vue aperturale, ces individus ont un test très proche d'une ellipse puisque carène et ombilic n'ont pas de relief.

– *Sutures dentelées* : forme A2 (pl. 1, fig. 2).

Elle est assez proche du type précédent. Certains détails toutefois permettent de l'individualiser. Le test est généralement de même taille que celui de la forme A1, mais il peut être, dans certains cas, légèrement plus grand à un même niveau (Dm = 0,59 mm). La périphérie est rarement lobée mais la carène, assez large, est lisse et fortement en relief. Les loges ont généralement le même volume que celles du précédent type ; toutefois, les sutures interloculaires non unies, présentent certaines dentelures ou indentations. Le bouton ombilical est toujours lisse et


TABLEAU N°I
SCHEMA DES DIFFERENTS TYPES MORPHOLOGIQUES
BOUTONS
SUTURES
Petit
A
Grand
B
Réticulé
C
Déformé
D
Simples
1
Dentelées
2
En bourrelets
3
Effets de logettes
4
Bourrelets réduits
5
Petites boules
6
AI
BI
A2
B2
C2
A3
C3
C4
A5
C5
D5
C6
D6

de petite taille. Dans certains cas, son relief peut être accentué par l'existence d'un sillon relativement profond qui le cerne sur toute sa circonférence, ou sur les deux tiers de son pourtour.

L'apertura, du même type que dans les formes A 1, comprend une ligne de petits pores à la base de la face aperturale.

La fréquence de cette forme est un peu moins grande que celle de la forme A 1, mais sa localisation est généralement la même.

Dm = 0,60 mm	Hm = 0,33 mm
dm = 0,48 mm	hm = 0,21 mm
em = 0,26 mm	Xm = 13 loges.

- *Sutures en bourrelets* : forme A 3 (pl. 1, fig. 5).

C'est une forme dont la rareté en fait une exception : elle est généralement plus grande que les deux précédentes (Dm = 0,71 mm). La carène nettement lobée est étroite, chaque lobe se prolongeant vers le centre par une courte digitation suturale. Les sutures des loges sont dentelées et il s'en détache, près de l'ombilic, un bourrelet de forme plus ou moins régulière, assez court et partiellement soudé à la loge précédente.

L'ombilic, petit et rond, est assez lisse et, la plupart du temps, cerné d'un sillon périombilical sur les deux tiers de sa circonférence.

La face aperturale est en ogive large, encore accentuée par les renflements des boutons ombilicaux. L'apertura est toujours constituée par une ligne basale de petits pores.

Cette forme est exceptionnelle et certains de ses caractères – carène lobée et bourrelets suturaux en particulier – la rapprochent d'une forme plus complexe (C 3) dont elle ne diffère que par l'aspect de l'ombilic.

Dm = 0,71 mm	Hm = 0,36 mm
dm = 0,56 mm	hm = 0,23 mm
em = 0,26 mm	Xm = 14 loges.

Remarque.– Ce type paraît correspondre à la variété décrite par HARDENBOL *Cribrononion dollfusi* var. A (5, pl. 34, fig. 2a et 2b).

- *Sutures en bourrelets réduits* : forme A 5 (pl. 1, fig. 9).

Très proche de la précédente, cette forme est plus petite. La carène est lobée et étroite. Les loges ont, dans l'ensemble, une forme triangulaire ; cependant, les sutures assez larges sont légèrement déformées par de petits bourrelets. Il semble que le bourrelet unique des formes A 3 se scinde ici en plusieurs morceaux irréguliers.

Le bouton ombilical est petit et rond.

La face aperturale est plus étroite que celle de la forme A 3, malgré le relief ombilical (em = 26,9 mm au lieu de 27,3 mm chez A 3).

C'est une forme relativement fréquente qui existe dans la plupart des forages étudiés.

Dm = 0,68 mm	Hm = 0,36 mm
dm = 0,54 mm	hm = 0,23 mm
em = 0,27 mm	Xm = 14 loges.

2°- Bouton de grande taille - Caractère B.

- *Sutures simples* : forme B1 (pl. 1, fig. 3).

C'est une forme petite (DM = 0,52 mm), lisse, à ornementations très précises. La carène, large et très en relief, n'est pas lobée. Les loges, larges et courtes, sont peu nombreuses et leurs bords suturaux sont unis ou lisses et d'allure légèrement sigmoïdes. Les sutures sont nettes de toute ornementation.

Le bouton ombilical est très particulier : il a une taille très nettement supérieure à celle des individus décrits précédemment ; généralement brillant et rond, il a un fort relief : cela donne une plus grande épaisseur au test (ogive large en vue aperturale).

Cette forme relativement fréquente, sans toutefois atteindre une grande abondance, n'est pas représentée dans toutes les coupes étudiées.

Dm = 0,52 mm	Hm = 0,27 mm
dm = 0,41 mm	hm = 0,18 mm
em = 0,26 mm	Xm = 13 loges.

- *Sutures dentelées* : forme B2 (pl. 1, fig. 4).

C'est une forme très voisine de la précédente, quoiqu'un peu plus grande (Dm = 0,65 mm). L'aspect de la carène, du bouton ombilical et de la face aperturale est très proche du type B1. La principale différence provient de l'aspect des sutures des loges qui sont légèrement denticulées sur toute leur longueur.

Voisines par leur morphologie, les formes B1 et B2 ont également une répartition et une fréquence très semblables.

Dm = 0,65 mm	Hm = 0,35 mm
dm = 0,53 mm	hm = 0,23 mm
em = 0,30 mm	Xm = 14 loges.

Remarque.- Il n'a encore pas été observé de formes B3 ou B5 à bourrelets suturaux correspondant pour des formes à grand ombilic aux formes comme A3 et A5. La série des formes à caractères B est donc, actuellement, très restreinte puisqu'elle se limite aux deux formes les plus simples.

3°- Bouton réticulé - Caractère C.

Dans les deux séries qui vont suivre (C et D), ce sont au contraire les formes à sutures simples qui ne sont pas connues (C1 - D1 - D2, etc.). Il s'avère donc que, presque toujours, à la complexité d'un caractère morphologique correspond également la complexité du deuxième caractère choisi.

- *Sutures dentelées* : forme C2 (pl. 1, fig. 6).

Ce sont des tests de taille moyenne (Dm = 0,69 mm), à périphérie lisse ou légèrement lobée. La carène est nette. Les loges ont des sutures plus ou moins dentelées. L'ombilic très ornementé, présente généralement une réticulation assez complexe : il est cerné par un sillon se ramifiant à l'intérieur du bouton ombilical qui se trouve ainsi réduit. Ce bouton n'a qu'un faible relief.

La face aperturale est plate et assez aiguë, les renflements ombilicaux étant assez réduits. L'apertura est, comme pour les autres spécimens, constituée par un arc basal de petits pores. C'est une forme assez fréquente, presque toujours représentée.

- *Sutures en bourrelets* : forme C3 (pl. 1, fig. 7).

Il correspond à la description de l'espèce *Nonion cestasensis* JULIUS (2). Le test mat est souvent de grande taille (Dm = 0,78 mm) mais peut dépasser le millimètre. La carène, à fort relief, est très nettement lobée, les lobes se prolongeant vers le centre du test, entre les loges, suivant à peu près le quart de la longueur des sutures. Les loges, minces, longues et assez nombreuses,

sont profondément entaillées par des dentelures ; de plus, il s'en détache, du côté apical du test, des bourrelets suturaux irréguliers parallèles aux loges qui les encadrent, n'arrivant pas tout à fait au niveau des lobes de la carène. L'ombilic est toujours fortement réticulé. Toutes ces ornementations donnent au test un aspect très complexe.

En vue aperturale, celui-ci est mince et assez aigu, aucun relief ne venant épaissir le test.

C'est une des formes les plus fréquentes.

Dm = 0,78 mm	Hm = 0,43 mm
dm = 0,66 mm	hm = 0,28 mm
em = 0,32 mm	Xm = 15 loges.

– *Sutures à effet de logettes* : forme C 4 (pl. 1, fig. 8).

Cette forme se caractérise en premier lieu par sa grande taille. Le plus grand diamètre est en moyenne égal à 0,87 mm, mais il peut fréquemment atteindre 1,3 ou 1,4 mm.

La périphérie est très nettement lobée, avec une carène en relief. Les loges sont denticulées, mais les bourrelets suturaux, déjà observés dans la forme C 3, sont ici mieux développés de sorte que :
– d'une part, ils remplissent tout l'espace interloculaire,
– d'autre part, ils rejoignent les digitations de la carène dont on ne peut guère les distinguer.
Cela donne ainsi l'illusion de logettes secondaires alternant régulièrement avec les loges principales.

En vue aperturale, la carapace est toujours peu épaisse et l'apertura criblée. C'est une forme dont la fréquence est peu régulière : particulièrement nombreux dans certains forages, de tels individus sont exceptionnels dans d'autres.

Remarque.– C 4 serait l'équivalent de la variété *Cribrononion dollfusi* var. B figurée par HARDENBOL (5, pl. 34, fig. 4a et 4b).

– *Sutures à bourrelets réduits* : forme C 5 (pl. 1, fig. 10).

La taille diminue assez nettement par rapport à celle des formes précédentes. La carène et l'ombilic sont du même type que ceux de la forme C 3. Le principal changement morphologique provient de l'aspect du bourrelet qui diminue, se scinde en deux ou plusieurs parties d'inégale longueur et de forme différente. En même temps, le test devient moins épais, malgré les renflements de la carène et ceux, moindres, de l'ombilic.

Ce type existe dans presque tous les forages étudiés.

Dm = 0,66 mm	Hm = 0,39 mm
dm = 0,61 mm	hm = 0,23 mm
em = 0,31 mm	Xm = 14 loges.

– *Sutures à petites boules* : forme C 6 (pl. 1, fig. 11).

Cette forme a, dans l'ensemble, la même structure que la précédente. Mais les bourrelets suturaux se scindent davantage et diminuent de taille : les sutures ne présentent plus que des petites boules plus ou moins régulières et alignées entre les loges.

L'épaisseur a également un peu diminué, donnant un test très plat où, par opposition, l'épaississement de la carène paraît plus volumineux.

Les individus de ce type, quoique présents dans tous les forages étudiés, sont, la plupart du temps, peu nombreux.

Dm = 0,70 mm	Hm = 0,40 mm
dm = 0,60 mm	hm = 0,25 mm
em = 0,30 mm	Xm = 14 loges.

4°- Bouton déformé - Caractère D.

- *Sutures à bourrelets réduits* : forme D 5 (pl. 1, fig. 12).

Le test comparable, comme morphologie, à la forme C 5 est généralement plus petit (0,6 mm) mais de grands individus ne sont pas rares.

Les plages suturales sont plus larges que dans la forme C 5 ce qui donne l'impression de bourrelets suturaux plus importants. L'aspect particulier du bouton ombilical est caractéristique.

Le test est très plat en vue de profil.

Dm = 0,60 mm	Hm = 0,29 mm
dm = 0,41 mm	hm = 0,17 mm
em = 0,25 mm	Xm = 12 loges.

- *Sutures en petites boules* : Forme D 6 (pl. 1, fig. 13).

C'est la forme correspondant à l'espèce : *Nonion vigneauxi* CARALP et JULIUS (2). Le test peut être très petit (moins de 0,5 mm parfois), mais la plupart des échantillons trouvés ont une taille moyenne. Les plages suturales ne s'ornent plus que d'alignements de petites boules très régulièrement espacées et nettement hémisphériques.

L'ombilic, très réticulé, est complexe et peu visible.

En vue aperturale, le test est étroit et présente un petit crible basal linéaire. Ce type est présent dans les mêmes forages que les formes C 3 et D 5 et avec des fréquences semblables.

Dm = 0,54 mm	Hm = 0,30 mm
dm = 0,44 mm	hm = 0,16 mm
em = 0,24 mm	Xm = 11 loges.

II.- ETUDE DES FORAGES :

1°- Forage de Saucats I :

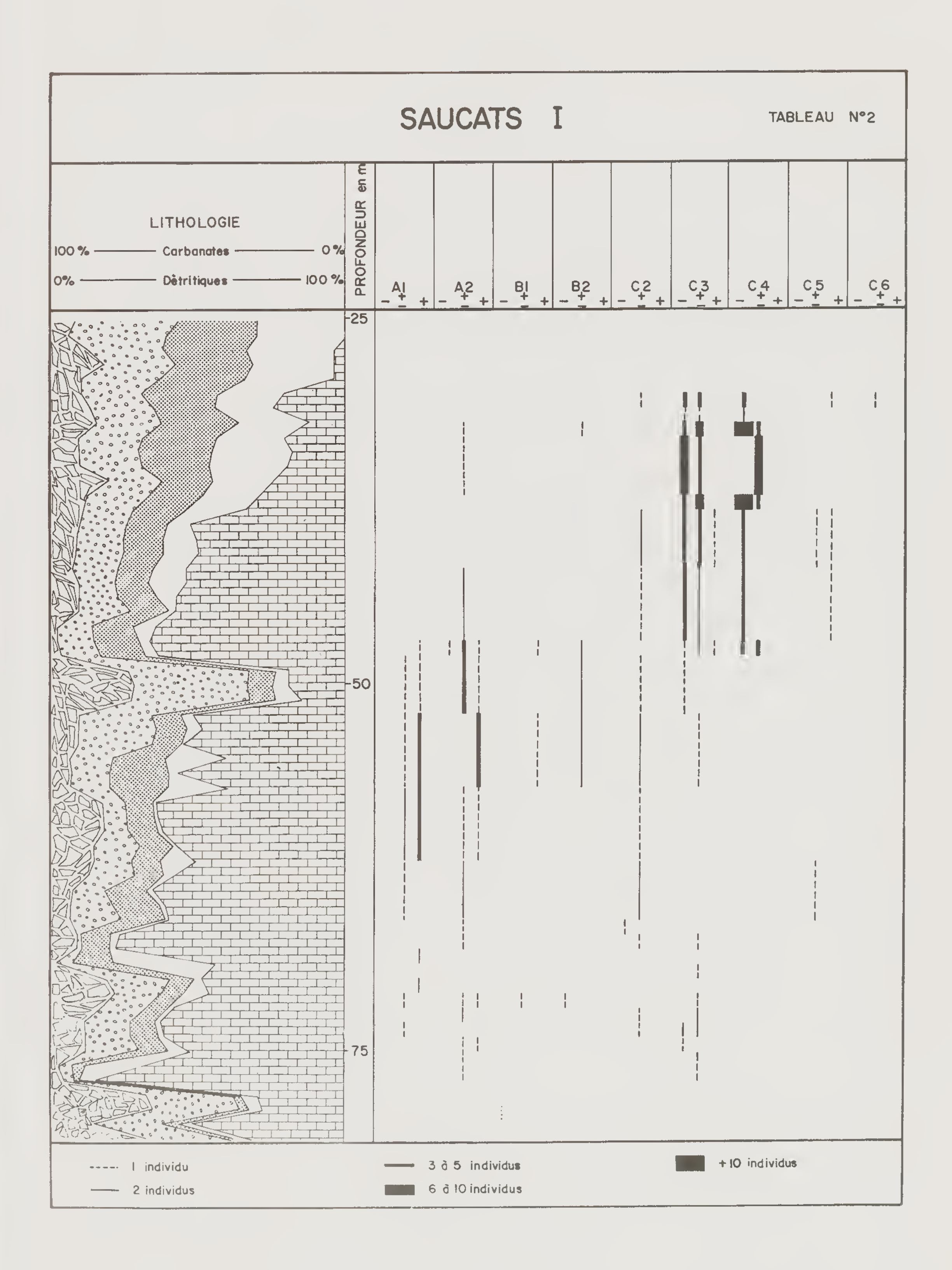
La coupe géologique obtenue à partir du forage de Saucats I (CALG) a déjà fait l'objet de plusieurs notes. Les Miogypsinidae ont été étudiés (1) ainsi que les Ostracodes (7, p. 207).

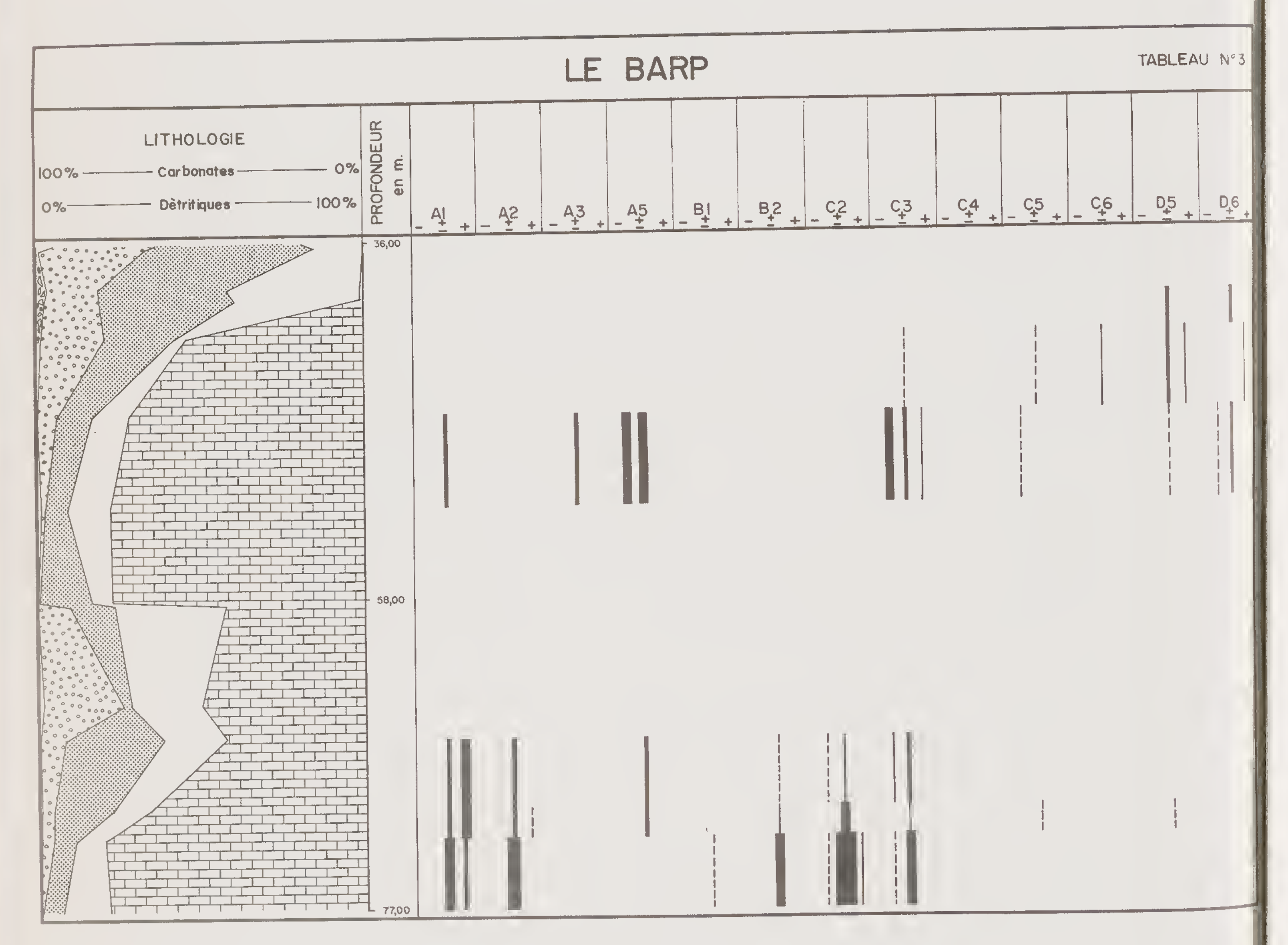
Les divers *Nonion* recueillis ont été étudiés et classés d'après les divers types précédemment définis, ce qui conduit au tableau de répartition ci-joint (tableau N° 2).

La faune de *Nonion* est présente de 77 à 31 m ; elle couvre le sommet de l'Oligocène supérieur et la presque totalité du Miocène inférieur. Pauvre à la base (jusqu'à 62 m) cette faune est ensuite plus riche, s'affaiblit à nouveau vers 50 m, puis se développe largement au-dessus ; elle disparaît assez brusquement à 31 m.

De nombreux types sont présents dans cette coupe. Toutefois, il apparaît que, si toutes les formes simples sont observées (caracteres A, B, 1 et 2), il n'en est pas de même des formes les plus complexes (caractère D).

D'une manière générale :
- les formes à caractères A et B, c'est-à-dire à bouton ombilical simple, sont représentées de 77 à 47 m environ ;
- les formes C 2 et C 3 existent presque tout le long de la coupe ;
- les formes C 4, 5 et 6 sont plutôt localisées au-dessus de 49 m.


SAUCATS I
TABLEAU N°2
LITHOLOGIE
100 % Carbonates 0 %
0% Détritiques 100 %
PROFONDEUR en m
A1
A2
B1
B2
C2
C3
C4
C5
C6
- + +
-25
-50
-75
1 individu
2 individus
3 à 5 individus
6 à 10 individus
+10 individus



LE BARP
TABLEAU N°3
LITHOLOGIE
100% Carbonates 0%
0% Détritiques 100%
PROFONDEUR en m.
A1
A2
A3
A5
B1
B2
C2
C3
C4
C5
C6
D5
D6
36,00
58,00
77,00

Dès 77 m, presque tous les types qui se développent dans cette coupe sont représentés, bien qu'en nombre très faible. Certains s'épanouissent presqu'aussitôt (A 1 et A 2) ; d'autres restent toujours sporadiques (B 1, B 2). Le type C 2 est le plus longuement représenté quoique par peu d'individus. Les formes C 3 et C 4, après une longue période d'attente, se manifestent vraiment de 48 à 31 m. Enfin, les types C 5 et C 6 sont extrêmement rares.

La série sédimentaire de Saucats I est caractérisée par des dépôts à pourcentage notable de carbonates (plus de 50 %), ce qui permet un développement assez régulier des divers types de *Nonion*.

Si, dans l'ensemble, les différentes formes réagissent comme nous le signalons ci-dessus, il est cependant possible de noter quelques petites perturbations locales qui rompent la régularité de la répartition des diverses formes.

De 77 m (apparition du groupe) à 62 m, les individus sont rares ; les types représentés le sont par peu d'individus. Toutefois, il apparaît qu'à la profondeur de 69-70 m la microfaune des *Nonion* recueillis est pratiquement inexistante. Le sédiment présente, à ces niveaux, un pourcentage d'éléments colloïdaux notable (35 %), très supérieur à celui de l'ensemble de la coupe. L'étude détaillée de ces niveaux faite à propos des Miogypsinidae (1) avait conduit à mettre en évidence l'influence des matériaux ferrugineux, vraisemblablement responsables d'une inhibition du groupe avec malformations. Il est donc possible que la disparition passagère des *Nonion* puisse avoir la même cause.

De 52 à 48 m, se situe, au point de vue sédimentaire, une variation brusque du taux des éléments détritiques qui passe à près de 80 % avec dominance des portions grossières et moyennes. Parallèlement, la microfaune de *Nonion* est freinée. Les individus sont rares surtout à 50 m. Ce changement des conditions sédimentaires est important car certains types existant jusque-là ne réapparaissent pas au-dessus de 48 m (A 1, B 1). A 2, au contraire, retrouve sa représentation normale ; C 4 et C 5 se développent vraiment au-dessus de ce niveau.

De 46 à 31 m, les variations sédimentologiques observables sont très régulières. Il y a baisse progressive du pourcentage de calcaire et augmentation en porportion égale des éléments détritiques. En raison, vraisemblablement, de la transformation continue du milieu, la microfaune de *Nonion* ne montre pas de heurts dans sa répartition. Dans ces conditions, la disparition des types simples paraît bien correspondre à leur extinction normale. A partir de 33 m cette faune diminue, puis au sommet (31 m), la disparition des formes complexes est brutale. Il est probable alors que le taux des carbonates est inférieur à un seuil minimum critique au-delà duquel les tests ne peuvent plus se former.

2°- Forage du Barp (tableau N° 3) :

Arrêté au cours du Miocène inférieur, ce forage précédemment étudié (7, p. 214) a traversé une importante succession miocène qui, de 77 à 39,50 m, a livré une intéressante faune de *Nonion*. Malheureusement, l'apparition et le début de développement du groupe envisagé ne sont pas connus ici.

A 77 m (base du forage), sont déjà représentées, outre les formes simples (A 1, A 2, B 1, B 2), les premières formes complexes C 2, C 3. Cette disposition s'observe jusqu'à 66,50 m. Puis les différentes formes disparaissent momentanément jusqu'à 52,30 m. Au-dessus, les types rencontrés sont assez différents. A 1 est le seul type simple qui persiste ; le reste de la faune est représenté par les formes A 3, A 5 qui étaient très rares au-dessous, le type C 3 qui persiste, de nouvelles formes C 5, C 6 très rares, puis D 5 et D 6. Au-dessus de 46,60 m, ne sont présents que ces quatre derniers types, D 5 et D 6 restant seuls au-dessus de 41,80 m.

La première remarque qu'il est possible de faire par comparaison avec la coupe de Saucats I, est que les types morphologiques rencontrés sont plus variés au Barp (tous présents à l'exception de C4). De plus, la coupe géologique étudiée ici se situe stratigraphiquement plus haut que celle de Saucats I. En effet, la base du Miocène inférieur n'a pas été atteinte ici. C'est ce qui explique la coexistence très nette des formes en A, B et C dès la base du forage, coexistence qui n'était

vraiment observée à Saucats I, que vers 50 à 60 m. En revanche, au Barp, l'évolution du groupe est plus complète puisque les types à caractères 5 et 6 sont largement représentés au-dessus de 52,30 m dans des horizons que Foraminifères et Ostracodes s'accordent à attribuer à l'Helvétien.

Du point de vue sédimentaire, la coupe du Barp est caractérisée par un taux important de carbonates (75 à 80 %) dans la majorité des niveaux. En réponse à ce taux élevé, la faune de *Nonion,* bien que de taille moyenne, est nettement plus abondante que celle des horizons comparables de la coupe de Saucats I. La disparition du groupe à 39,50 m est pratiquement simultanée de celle du carbonate de calcium (moins de 5 %). La réaction du groupe des *Nonion* à un grave déficit de carbonate est donc identique au sommet des deux coupes étudiées bien qu'il s'agisse d'horizons stratigraphiquement différents.

De 66,50 à 52,30 m, s'observe sur le tableau de répartition la complète disparition du groupe étudié. De 66,50 à 58,20 m, la proportion des argiles est notable puis diminue au-dessus, au bénéfice des carbonates. Il ne semble pas que ce soient les proportions des éléments composant le sédiment qui soient responsables de la disparition des Nonion, mais plutôt leur nature. En effet, la fraction moyenne des éléments détritiques est, pour toute la portion de coupe étudiée, à son maximum. Un examen microscopique a montré qu'il s'agissait en fait de glauconie. Il nous paraît possible que cet élément soit la cause principale de la disparition momentanée des *Nonion.*

Au-dessus de cet épisode défavorable, seuls les types A 1 et C 3 réapparaissent, accompagnés alors de formes commençantes. Notons que les autres Foraminifères ne paraissent pas présenter de réaction aussi nette que celle des *Nonion* face à l'apport de glauconie.

3°- Forage d'Arjuzanx :

Le Miocène inférieur et vraisemblablement une partie de l'Oligocène supérieur sont représentés dans cette coupe par plus de 200 m de dépôts. Cette puissance, jointe à un échantillonnage assez fin, a permis une étude détaillée que résume le tableau de répartition (N° 4). On observe schématiquement la succession suivante :

– à la base (312 à 230 m environ), présence simultanée des formes simples en A et B et moyennement complexes C 2 et C 3 avec maximum des formes A 1 ;

– de 230 à 176 m, zone du développement maximum des formes C 2 et surtout C 3 avec déclin des formes simples (A 1, A 2, A 3, B 1, B 2) et apparition des types très complexes (C 5, C 6, D 5, D 6) ;

– de 176 à 96 m, persistance notable du type C 3 et développement modéré des formes à complexité maximum ayant débuté dans la zone médiane. Dans cette coupe, tous les types morphologiques définis sont représentés, même le type C 4 qui, absent au Barp, était très rare à Saucats I. Cette succession des divers types confirme, en quelque sorte, celles des coupes précédemment envisagées. Toutefois, l'extrême base de la lignée n'est pas connue ici bien que la rareté des individus à 310-312 m permette de supposer sa proximité. De même, l'épanouissement des seules formes à caractère D reconnu au sommet de la coupe du Barp dans l'Helvétien n'existe pas. Cette observation est en accord avec les résultats donnés par la microfaune (Foraminifères et Ostracodes) selon lesquels l'Helvétien n'a pas atteint la zone d'Arjuzanx.

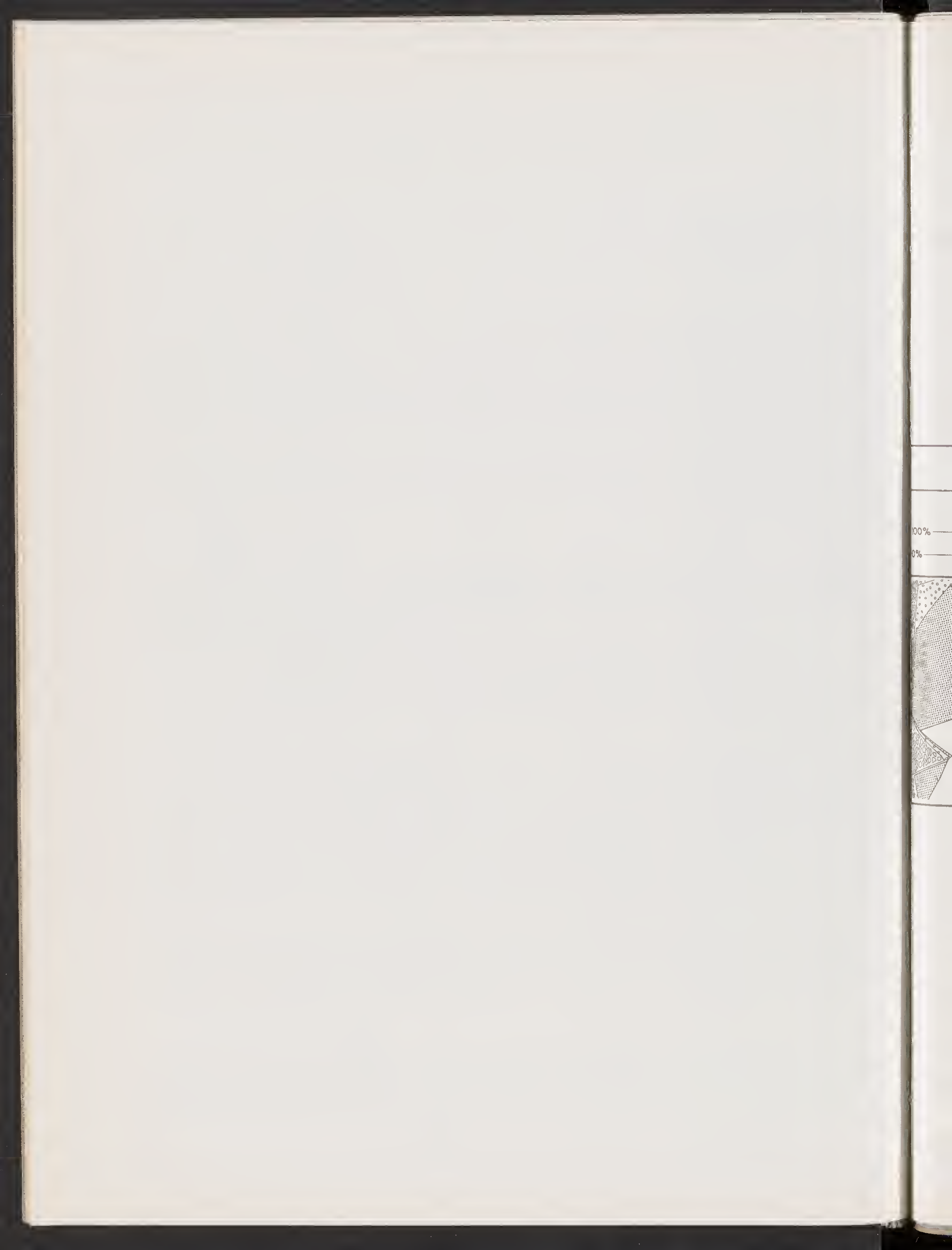
Il apparaît nettement que tous les types ne sont pas également fréquents et que, pour certaines formes, la répartition n'est pas continue. Les types A 1, B 2, C 3 puis D 5, D 6 ont des répartitions assez longues et continues. Par contre A 3, B 1, C 4, C 5, C 6 sont sporadiques et très variables numériquement d'un horizon à l'autre.

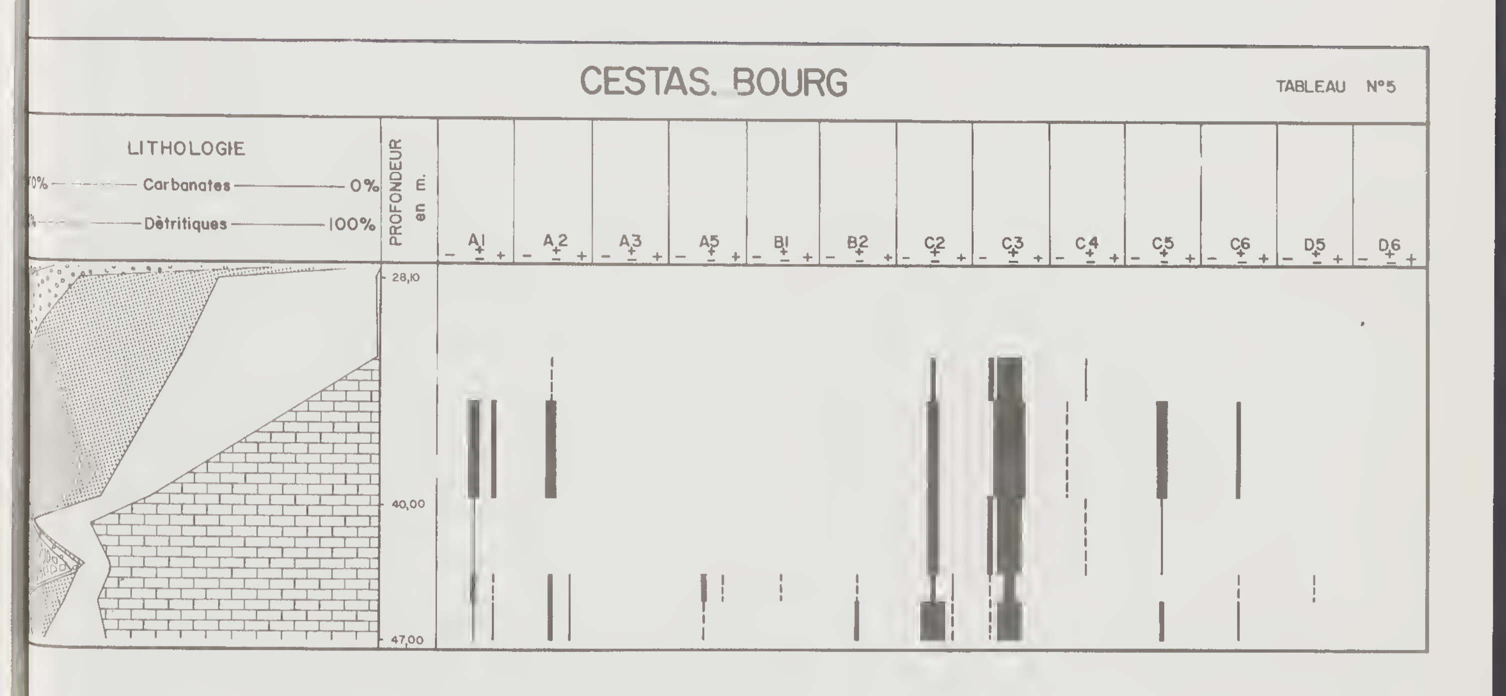
4°- Forage de Cestas :

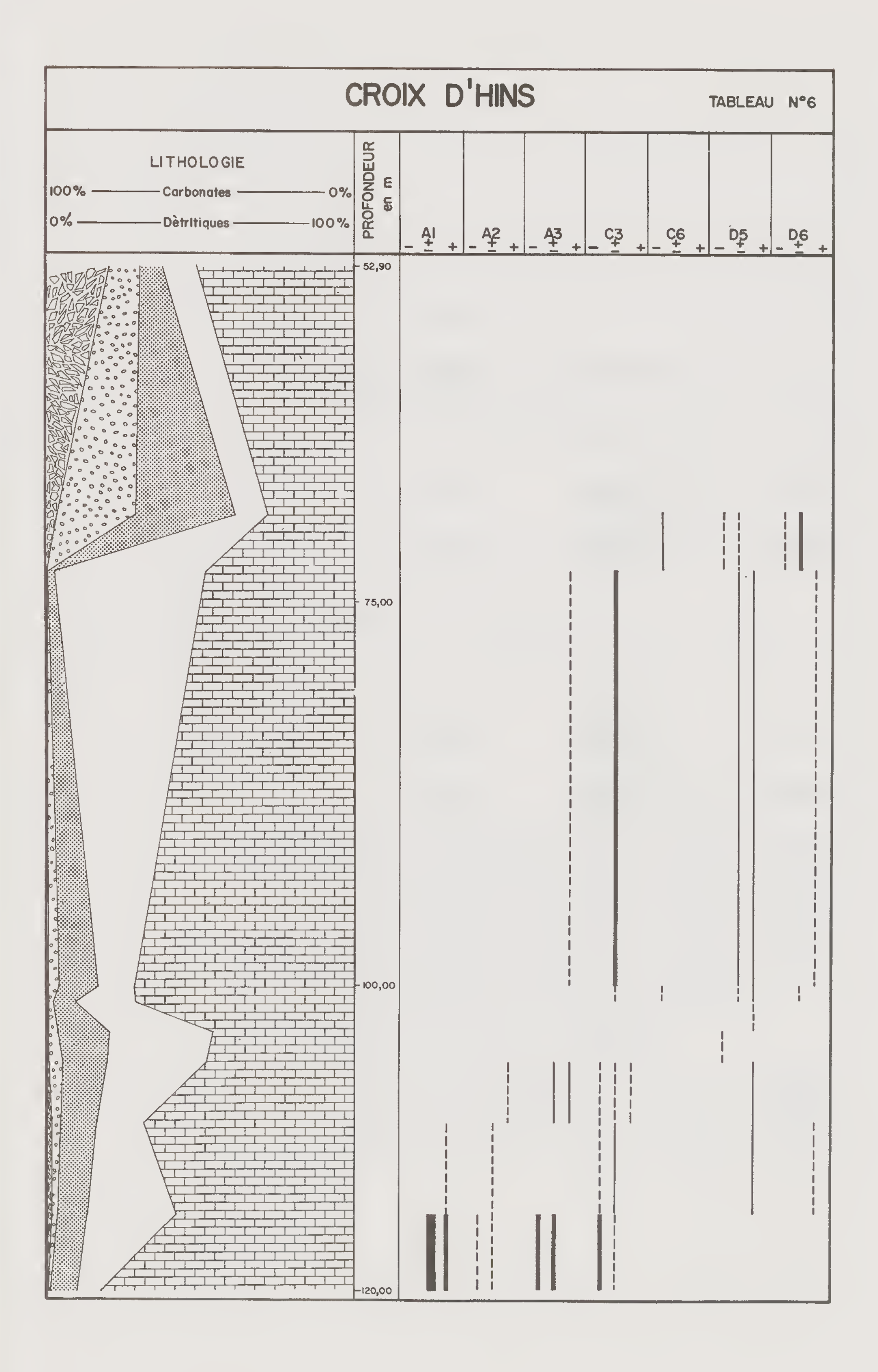
Dans la coupe profonde de Cestas, la succession stratigraphique traversée est assez limitée. L'étude antérieure des Foraminifères et des Ostracodes a montré que seule une partie du Miocène inférieur était représentée.



ARJUZANX
TABLEAU N°4
LITHOLOGIE
Carbonates
0%
Détritiques
100%
PROFONDEUR en m.
A1
A2
A3
A5
B1
B2
C2
C3
C4
C5
C6
D5
D6
100
125
150
175
200
225
250
275
300




CESTAS. BOURG
TABLEAU N°5
LITHOLOGIE
Carbonates
0%
Détritiques
100%
PROFONDEUR en m.
A1
A2
A3
A5
B1
B2
C2
C3
C4
C5
C6
D5
D6
28,10
40,00
47,00



CROIX D'HINS
TABLEAU N°6
LITHOLOGIE
100% Carbonates 0%
0% Détritiques 100%
PROFONDEUR en m
A1
A2
A3
C3
C6
D5
D6
52,90
75,00
100,00
120,00

AFFLEUREMENTS

TABLEAU N°7

100% —— Carbonates —— 0%
0% —— Détritiques —— 100%

A1 A2 A3 A5 B1 B2 C2 C3 C4 C5 C6 D5 D6
(– ± +)

Cestas Pre-Cazeaux

Mérignac
Ech. N°7427

Pont Paurquey

Moulin de l'Eglise
Ech. N°6308

Lariey
Ech. N°7418

Maulin de Bernachon
Ech. N°6313

Une simple observation du tableau de répartition (N° 5) permet de constater que :

- les formes simples (surtout) A 1 et A 2 sont encore bien représentées. Toutefois, le développement maximum de ces types est terminé puisqu'ils vont disparaître avant les derniers horizons marins de la coupe (34, 50 m) ;

- les formes dites complexes (C 2 et C 3) présentent, à tous les niveaux, une forte fréquence et constituent le groupe de loin le mieux développé. Elles disparaissent avec le dernier niveau marin à 32, 20 m ;

- les dernières formes à caractère C 6, D 5 et D 6 sont soit très rares et sporadiquement représentées, soit absentes.

Notons également la présence d'individus C 2 et C 3 de grande taille (diamètre supérieur à 0, 9 mm), très bien développés, présentant parfois des pores suturaux extrêmement nets.

L'ensemble de la coupe, malgré son extension stratigraphique limitée par rapport aux sections précédemment envisagées, est bien caractérisé et peut être aisément comparé à la zone comprise entre 230 et 185 m à Arjuzanx.

5°- Forage de Croix d'Hins (tableau N° 6) :

Une publication (6) précédente donne la coupe stratigraphique de ce forage d'après l'étude de la microfaune (Foraminifères et Ostracodes). Il était intéressant d'y étudier les *Nonion,* notamment au niveau des horizons helvétiens.

Les *Nonion* sont assez rares dans cette série. Le niveau inférieur (120 m) est relativement riche, puis de 115 à 100 m, les divers types présents sont souvent illustrés par un seul individu. Les derniers niveaux 100-69, 10 m sont assez limités à la fois en types et en individus.

Les types simples A 1 et A 2 sont localisés à la base de la coupe jusqu'à 105 m et paraissent être en fin de développement ; ils ne réapparaissent plus au-dessus. Le type C 3 est assez bien représenté à la base puis au-dessus de 101 m ; il coexiste alors avec des individus à bouton déformé D 5 et D 6. Entre 105 et 103 m, la rareté de la faune de *Nonion* paraît être en relation avec la présence d'un assez fort pourcentage de glauconie. Cette relation a déjà été notée précédemment.

La coupe de Croix d'Hins peut être comparée, en partie, à celle du Barp puisque, dans les deux sections, sont présents les derniers types à caractère D.

Au sommet des deux coupes, en effet, sont représentées presque uniquement les formes D 5 et D 6. (Le Barp 41, 80 à 39, 50 m et Croix d'Hins 72, 70 à 69, 10 m).

6°- Affleurements :

Les ensembles fauniques de *Nonion* des affleurements classiques du vallon de Saucats ont été étudiés de manière détaillée. Mais afin de ne pas multiplier les tableaux, nous donnerons (tableau N° 7) simplement les résultats obtenus sur les principaux niveaux suivants :

Moulin de Bernachon (Saucats)	GA 6 313	milieu côtier ; faciès aquitanien.
Lariey (Saucats)	GA 7 418	
Moulin de l'Eglise (Saucats)	GA 6 308	
Pont Pourquey (Saucats)		milieu littoral ; faciès burdigalien.
Mérignac	GA 7 427	milieu très littoral ; faciès mixte.
Cestas-Pré-Cazeaux		milieu littoral ; faciès burdigalien.

III.- VARIATIONS DE DIVERS TYPES MORPHOLOGIQUES EN FONCTION DES FACIES

Il était intéressant de préciser d'après les résultats précédents :

- le comportement de chaque type morphologique en fonction des variations sédimentaires des trois ensembles : carbonates, colloïdes, éléments détritiques ;
- le type de dépôt dans lequel le groupe des *Nonion* étudiés est le mieux représenté.

Nous allons donc reprendre successivement les divers types précédemment décrits et observer si leur fréquence varie avec les changements de faciès :

- A 1 :

Cette forme toujours abondante réalise son maximum de fréquence quand le taux de carbonates est de 70 à 75 %, les matériaux détritiques et les colloïdes constituant en proportions égales le reste du sédiment.

Toutefois, un pourcentage de 30 à 40 % d'éléments détritiques n'empêche pas une bonne représentation (Saucats I, 52 à 62 m, affleurements de Saucats et Mérignac). Une assez forte proportion d'argile ne change pas non plus sa fréquence, de même qu'un taux de carbonates très élevé (plus de 80 % à Croix d'Hins).

Ce type paraît donc assez indépendant du milieu de dépôt mais il convient de préciser que la dominance d'un élément lithologique est bien supportée, à condition que son arrivée ne soit pas brutale. Nous avons observé, en effet, qu'une augmentation soudaine d'éléments détritiques (sommet du forage de Saucats I) ou une diminution massive des carbonates (Saucats I vers 69 m et surtout 51-49 m, Croix d'Hins au-dessus de 115 m) peuvent faire disparaître temporairement cette forme. Malgré ces réactions nettes aux modifications brusques du milieu, il est possible de considérer le type A 1 comme une forme particulièrement stable et pratiquement indépendante du milieu sédimentaire.

- A 2 :

Souvent associée au type précédent, cette forme est cependant beaucoup plus rare. La durée de représentation dans les coupes étudiées est également plus brève. Elle est surtout matérialisée dans des dépôts calcaires sableux ou marno-calcaires sableux (*). Son pourcentage diminue sensiblement lorsque les éléments détritiques dépassent 40 %. Cela est très net à Arjuzanx où ce type s'éclipse temporairement chaque fois que les matériaux détritiques grossiers et moyens sont abondants (ex. : 218-220 m) et disparaît définitivement à 182 m au niveau d'un des apports les plus importants de la coupe.

Cette forme A 2 est donc moins stable que la précédente ; sa fréquence est liée à un faciès fortement calcaire, relativement pauvre en éléments détritiques et légèrement argileux.

- A 3 :

Cette forme très rare, voire exceptionnelle, a une répartition verticale souvent comparable à celle de la forme C 3. Sa rareté ne permet pas de conclure à son existence dans un faciès préférentiel.

- A 5 :

Ce type apparaît à des niveaux où la forme A 1 est en déclin. Il n'existe vraiment que lorsque le taux de carbonate du sédiment est supérieur à 60 %. Quand le dépôt moins carbonaté est soit plus sableux, soit plus argileux, ce type a une fréquence très diminuée. Il est pratiquement absent au sommet de la coupe de Saucats I où les éléments détritiques sont dominants ; bien représenté

* : Selon la terminologie préconisée par VATAN (8) que nous utilisons au cours de ce chapitre.

au Barp de 46,60 à 52,30 m où le taux des carbonates est voisin de 75 %, il disparaît au-dessus (41,80 m) avec un taux de matériaux détritiques de 44 % ; il est absent à Croix d'Hins de 105 à 101 m, dans un niveau caractérisé par environ 47 % de carbonates et 33 % de colloïdes.

- B 1 :

Ce type est rare (généralement un ou deux individus). Il accompagne le plus souvent le type A 1, mais sa représentation est beaucoup plus épisodique. Il semble que ce type ait vécu préférentiellement dans des calcaires sableux à faible pourcentage d'argiles et se soit peu adapté aux variations de faciès. Cette forme se révèle donc instable, rare et ne doit vraisemblablement être considérée que comme un aspect fugace de la lignée considérée.

- B 2 :

La répartition générale de cette forme se rapproche plutôt de celle du type C 3 ; elle disparaît toutefois beaucoup plus tôt.

Cette forme, mieux représentée dans les calcaires sableux et marno-calcaires sableux, est gênée par la présence de matériaux détritiques de la portion fine (inférieure à 50 μ surtout) : ceci est très net au Barp de 72,65 à 66,50 m, niveau où les types A 1, A 2 et C 3 gardent un pourcentage notable. La présence de colloïdes paraît également être, au-delà d'un certain seuil, néfaste à cette forme.

Ce type particulièrement sensible à la nature de l'environnement sédimentaire, s'adapte mal aux variations lithologiques et souvent disparaît.

- C 2 :

Abondant dans les horizons calcaires sableux et marno-calcaires sableux à plus de 70 % de carbonates, ce type est plus rare dans les sables calcaires ; il est pratiquement absent dès que le taux des colloïdes est supérieur à 20-25 %.

Ce type assez instable accompagne généralement, mais avec une fréquence moindre, les représentants du type C 3.

- C 3 :

Avec la forme A 1, C 3 est certainement celle qui est la plus abondamment représentée dans les coupes étudiées.

Sa présence ne paraît pas liée à un faciès particulier ; on la trouve indifféremment dans les calcaires marno-sableux, calcaires sableux, sables calcaires, marne calcaire, marno-calcaire sableux, marne sableuse, sable marneux, sable marno-argileux (8). C 3 est présent mais rare lorsque le taux d'argile est supérieur à 50 %. Lors d'augmentation très brusque du taux des matériaux détritiques, ces individus disparaissent mais leur éclipse est toujours de très courte durée et ils retrouvent rapidement une forte fréquence. Ces observations déjà faites à propos du type A 1 sont en faveur de la stabilité de ce type C 3 ; non lié à un faciès particulier, ce type est longuement représenté par les dépôts étudiés.

- C 4 :

Il accompagne généralement le type C 3, mais sa fréquence est très inférieure. Absent au Barp, il est extrêmement peu représenté à Arjuzanx et à Cestas. En fait, il existe lorsque le taux des colloïdes est inférieur à 25 %. En particulier, les grandes formes (supérieures à 0,9 mm) qui caractérisent ce type, disparaissent lors d'une augmentation notable soit des colloïdes, soit des éléments détritiques.

Cette forme ne doit être, vraisemblablement, qu'une complication morphologique produite par le type C 3 sous certaines conditions sédimentaires.

- C 5 et C 6 :

Ces deux types offrent une répartition souvent comparable. Ils se situent dans les tableaux de répartition au niveau où C 3 va disparaître, et en prennent le relais. Cette position stratigraphique assez élevée explique leur extrême rareté à Saucats I. Dans les autres coupes étudiées, ces types sont bien représentés dans des faciès assez divers, mais avec un maximum dans les niveaux riches en carbonates ; une arrivée notable d'éléments détritiques ou de colloïdes cause soit leur disparition (Le Barp 41,80-39,50 m ; Cestas 34,50-32,20 m), soit leur diminution numérique.

- D 5 :

Ce type est rare. Il apparaît à peu près en même temps que les formes C 5 et C 6 mais sa durée de représentation est un peu plus longue. Absent lorsque le taux des sables ou celui des colloïdes dépasse 45 %, il est mieux représenté lorsque le sédiment comprend plus de 65 % de carbonates.

- D 6 :

Ce dernier type, inconnu dans les coupes de Saucats I et Cestas, s'illustre seulement dans les horizons supérieurs des coupes d'Arjuzanx et surtout du Barp et de Croix d'Hins. Il apparaît approximativement lorsque le type C 3 décline. Il est difficile de définir par l'observation des tableaux de répartition, si cette forme est liée au faciès ; elle est faiblement représentée et toujours plus rare que les types A 1 et C 3 par exemple. Par rapport au stade précédent D 5, ce type paraît avoir les mêmes préférences quant au milieu sédimentaire ; toutefois, une notable quantité d'éléments détritiques (Arjuzanx 96 à 105 m) ne cause pas sa disparition.

La rareté de ce type ne nous permet pas d'affirmer sa stabilité vis-à-vis du milieu.



CONCLUSIONS GENERALES

1°– Evolution – Adaptation :

De l'étude analytique qui précède, il est possible de tirer les conclusions suivantes :

– Tous les types morphologiques appartenant au groupe du *Nonion dollfusi* sont bien représentés en milieu très carbonaté, contenant donc peu de matériaux détritiques ou colloïdaux (calcaire sableux et marno-calcaire sableux). Les pourcentages préférentiels seraient les suivants :

- calcaires de 85 à 60 % ;
- éléments détritiques de 40 à 10 % ;
- colloïdes de 0 à 20 %.

– Lorsque ces conditions préférentielles ne sont pas représentées, les réactions des divers types sont de deux ordres :

- les types A 1 et C 3 supportent bien la plupart des variations de faciès. Ces variations ne doivent cependant pas être trop brutales, sinon le type considéré disparaît momentanément.
- les types A 2, A 5, B 2, C 2, C 5 et C 6, au contraire, ne s'adaptent pas à des modifications notables du milieu préférentiel. A 2 disparaît si le taux des éléments détritiques est supérieur à 40 % ; A 5, si les carbonates sont inférieurs à 60 % ; B 2 est sensible à la présence de matériaux détritiques fins ; C 2 et C 4 ne supportent pas plus de 25 % de colloïdes, C 5 et C 6 paraissent réagir comme A 5.

Quant aux autres types (A 3, B 1, D 5 et D 6), leur rareté ne nous autorise pas à les attribuer à l'une ou l'autre des catégories précédentes.

Remarque.– La présence d'un fort pourcentage de glauconie provoque indépendamment de la constitution lithologique du milieu considéré, la disparition de la faune de *Nonion* (ex. : Le Barp 66,50 à 52,30 m).

Ces résultats nous ont conduits :

– à considérer que les types A 1 et C 3 correspondaient bien, en raison de leur stabilité, à deux espèces ;

– à attribuer une valeur évolutive aux différences morphologiques qui les séparent :

- le type A 1 correspond, comme nous l'avons signalé plus haut, à la première espèce créée par CUSHMAN en 1936, *Nonion dollfusi*.
- le type C 3 correspond de même à l'espèce *Nonion cestasensis* créée par CARALP et JULIUS en 1960.

Parmi les formes rares A 3, B 1, D 5 et D 6, il est possible qu'il existe un type ayant valeur spécifique, mais leur faible fréquence ne permet pas de conclure.

Par contre, les types A 2, A 5, B 2, C 2, C 4, C 5 et C 6 doivent être considérés en raison de leur instabilité reconnue comme des variations morphologiques adaptatives.

La variété B de *Cribrononion dollfusi* décrite en 1964 par HARDENBOL et correspondant au type C 4 n'est donc qu'une adaptation passagère. L'autre variété (*Cribrononion dollfusi* var. A), équivalent du type A 3, est trop peu abondante pour qu'une valeur, même adaptative, lui soit actuellement reconnue.

Nous les avons donc groupées avec l'espèce dont elles se rapprochent le plus par leur morphologie et leur répartition stratigraphique.

Avec l'espèce *Nonion dollfusi* (type A 1 : bouton petit, sutures simples) nous groupons les variations :

- A 2 bouton petit – sutures dentelées.
- B 1 bouton grand – sutures simples.

Autour de l'espèce *Nonion cestasensis* : type C 3 (bouton réticulé, sutures en bourrelets), nous groupons les variations suivantes :

- B 2 bouton grand – sutures dentelées.
- C 2 bouton réticulé – sutures dentelées.
- C 4 bouton réticulé – sutures à effet de logettes.

Les formes à bourrelets suturaux réduits (caractère 5) ou ornementation suturale en petites boules (caractère 6) ne paraissent pas se grouper autour des deux espèces précédentes en raison de leur répartition stratigraphique généralement plus haute. La forme D 6, correspondant au *Nonion vigneauxi,* mais trop rare pour que soit confirmée sa valeur spécifique, est vraisemblablement le type autour duquel se groupent les formes situées dans le tableau N° 1 ou pôle opposé à A 1 (C 5, C 6, D 5).

2°– Valeur stratigraphique :

Des études antérieures basées sur les Foraminifères et les Ostracodes avaient fourni, pour chacune des coupes où les *Nonion* ont été étudiés, les coupures stratigraphiques et la répartition des faciès du Miocène inférieur.

Il est donc intéressant de connaître les résultats apportés par les *Nonion* (fig. 3).

Un simple examen des tableaux de répartition montre clairement qu'à un niveau stratigraphique donné de nombreux types peuvent être présents.

Si, dans les grandes lignes, les formes simples sont localisées à la base du Miocène inférieur et les formes plus complexes au-dessus, les observations détaillées donnent des résultats beaucoup moins tranchés. La période d'existence de chaque type étant généralement assez longue, il y a coexistence de nombreux types dans un horizon donné. Cette constatation est assez peu en faveur de l'établissement d'une zonation précise basée sur l'ensemble de la lignée des *Nonion* étudiés.

Le groupe du *Nonion dollfusi* (A1, A2, B1) débute avant la fin de l'Oligocène, s'épanouit à la base du Miocène inférieur où il présente un maximum ; il se poursuit presque jusqu'à la fin du Miocène inférieur. Il faut noter que dans ce groupe, c'est l'espèce type (A 1) qui a l'existence la plus longue, les variations adaptatives étant, dans la plupart des cas, plus fugaces.

Le groupe de *Nonion cestasensis* (B 2, C 2, C 3, C 4) couvre la plus grande partie du Miocène inférieur et une partie du Miocène supérieur. Dans des faciès côtiers, ces formes sont toutes représentées mais en faible quantité. Leur nombre augmente dans les dépôts de faciès marins littoraux et devient alors maximum pour les types C 2, C 3 et C 4. Le type C 2 disparaît bien avant la fin du Miocène inférieur, le type C 4, juste au sommet. En revanche, l'espèce type (C 3) ne disparaît pas encore ; elle se maintient au Miocène supérieur (Helvétien) pendant une période assez longue puis disparaît.

Les derniers types à envisager (A 5, C 5, C 6, D 5, D 6) sont tous rares et n'ont pu, en l'état actuel de nos connaissances, être groupés autour d'un type spécifique. Ils débutent avant la fin du Miocène inférieur et se développent dans l'Helvétien. Les types A 5, C 5, C 6 s'éteignent avant le sommet de l'Helvétien. Au contraire, D 6 couvre tout l'étage et sa représentation ne paraît pas diminuer au toit de l'Helvétien. Malheureusement, des contingences d'ordre paléogéographique ne permettent pas de situer avec précision, en Aquitaine, l'extinction de cette lignée.

REPARTITION STATIGRAPHIQUE DES DIVERS TYPES DE NONION

1

2

3

4

5

6

7

8

BIBLIOGRAPHIE

1 - CARALP M., GAVOILLE D. et VIGNEAUX M. (1963) - Variations de la faune de Miogypsinidae dans une série oligo-miocène de faciès hétérogène.
P.V. Soc. Lin. Bordeaux, vol. 100, pp. 115-130, 1 pl.

2 - CARALP M. et JULIUS Ch. (1960) - Répartition stratigraphique de trois Nonionidae dans le Miocène aquitain.
Revue de micropaléontologie, vol. 3, N° 1, pp. 65-68.

3 - CARALP M., JULIUS Ch., MOYES J. et VIGNEAUX M. (1961) - L'interprétation stratigraphique de l'enchaînement des faciès du Miocène inférieur aquitain.
Congrès du Néogène médit. Sabadell-Madrid, Institut "Lucas Mallada" Cursillos y Conferencias, IX (1964) pp. 13-20.

4 - CUSHMAN J.A. (1936) - Some new species of *Nonion.*
Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., vol. 12, pt 3, art. 174, pp. 63-69, pl. 12, fig. 1-14.

5 - HARDENBOL J. (1964) - *Cribrononion dollfusi* in the Miocene of the Aquitaine basin.
Pré-tirage Congrès du Néogène méditerranéen, Berne.

6 - JULIUS Ch., MOYES J.,et VIGNEAUX M. (1959) - L'existence d'un petit synclinal helvétien entre Bordeaux et le Bassin d'Arcachon.
C.R. Som. Soc. Géol. France, 21 déc., pp. 233-234.

7 - MOYES J. (1965) - Les Ostracodes du Miocène aquitain : essai de paléoécologie stratigraphique et de paléogéographie.
Thèse N° 149, *Impr. Drouillard Bordeaux,* 339 p., XIII pl., 45 tabl.

8 - VATAN A. (1958) - Pétrographie sédimentaire.
Technip Paris, 279 p.

Planche 1



PLANCHE 1

1 –	Type A 1 *Nonion dollfusi* CUSHMAN Moulin de l'Eglise (Saucats) – G.A. 6308	X 56
2 –	Type A 2 *Nonion dollfusi* CUSHMAN Saint-Avit Basta	X 56
3 –	Type B 1 *Nonion dollfusi* CUSHMAN Arjuzanx, 241-243 m	X 102
4 –	Type B 2 *Nonion cestasensis* JULIUS Saint-Avit Basta	X 56
5 –	Type A 3 Arjuzanx, 310-312 m	X 56
6 –	Type C 2 *Nonion cestasensis* JULIUS Mérignac – G.A. 07426	X 56
7 –	Type C 3 *Nonion cestasensis* JULIUS Cestas pré-Cazeaux a)– Vue latérale b)– Vue aperturale.	X 48
8 –	Type C 4 *Nonion cestasensis* JULIUS Saint-Vincent-de-Paul, 16 m	X 40
9 –	Type A 5 Arjuzanx, 306-308 m	X 80
10 –	Type C 5 Cestas, 34,5-39,6 m	X 56
11 –	Type C 6 Arjuzanx, 192-194 m	X 56
12 –	Type D 5 Arjuzanx, 100 m	X 56
13 –	Type D 6 *Nonion vigneauxi* CARALP et JULIUS Sallespisse	X 48

TOME 102 1965 Série B - N° 11

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

REMARQUES SUR LA GÉOLOGIE DU BASSIN TERTIAIRE DE CARCASSONNE ET DE SA MARGE MÉRIDIONALE

Michel BIGOT
Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

TOME 102 1965 SÉRIE B - N° 11

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 MAI 1965

Remarques sur la géologie du bassin tertiaire de Carcassonne et de sa marge méridionale

par Michel BIGOT [1]

Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.

Cette communication résume les observations effectuées dans le cadre d'une thèse de 3e cycle de la Faculté des sciences de Bordeaux [2].

Les recherches effectuées ont eu pour fondement un lever cartographique au 1/20 000e sur les feuilles Capendu 1 et 2 correspondant à la majeure partie de la Montagne d'Alaric et les feuilles Carcassonne 3-4, 7-8 qui couvrent une partie du synclinal de Carcassone-Aigne.

La stratigraphie de cette région est illustrée à l'aide de 2 coupes dont l'une est observable dans la Montagne d'Alaric, et l'autre dans le Nord du Bassin. L'exposé des caractères sédimentologiques des mollasses lutétiennes fait l'objet d'un développement particulier. Un deuxième chapitre est consacré à l'exposé des principales caractéristiques tectoniques de la région étudiée.

Cette communication se termine par un essai de synthèse des événements paléogéographiques et tectoniques s'étant manifestés de la fin du Crétacé à nos jours.

INTRODUCTON

La région étudiée fait partie du bassin de Carcassonne, cuvette à remplissage crétacé-tertiaire, large de 40 km, limitée au N par la Montagne Noire, au S par le Massif de Mouthoumet.

Cette dépression constitue à l'extrémité orientale du bassin un seuil faisant communiquer celui-ci avec les bassins continentaux et lacustres de Provence. Atteint de façon éphémère par la transgression de l'Eocène inférieur, ce fond de golfe a été, dès le Lutétien, le siège d'une puissante sédimentation mollassique conduisant au comblement progressif de la dépression. La vaste déformation anticlinale de la Montagne d'Alaric et des Monts de Lagrasse, prolongée au NE par celle du « Serre d'Oupia », individualise dans ce domaine deux gouttières synclinales dissymétriques.

---

(1) Ancien élève du Centre de 3e cycle de Géologie approfondie de Talence (Gironde). Ancien élève E.N.S.P.M. (Rueil-Malmaison).

(2) Il m'est particulièrement agréable de remercier ici MM. Emberger, Gottis et Vigneaux, professeurs ; Mlle M. Veillon, assistante, qui à des titres divers, en permirent l'élaboration.

Je ne saurais oublier non plus la direction de la C.E.P., qui me prêta son concours matériel sur son permis de Lézignan-Corbières.

— Celle de Carcassonne-Aigne, au N,

— Celle d'Albas-Coustouge, au S.

Les dépôts éocènes qui s'ennoient en direction de l'Aquitaine sous les mollasses oligo-miocènes du synclinal de Faujeaux-Alaigne, sont enveloppés à l'E par une série de chevauchements dont les relations sont masquées au droit de Lézignan par des dépôts récents. Du N au S :

— Le faisceau de Saint-Chinian,

— Les chevauchements d'Argens et de Montbrun,

— Le chevauchement de Boutenac,

— Le chevauchement des Corbières orientales.

Enfin, au SE, dans la zone de Durban, se développent des biseaux jurassiques et crétacés qui complètent la série. En bordure du littoral actuel, des dépôts lacustres d'âge Oligocène fossilisent divers motifs structuraux consécutifs à la phase tectonique paroxysmale.

STRATIGRAPHIE

I. — SERIE DE L'ALARIC

Elle se développe sur plus de 3 km le long de la départementale 114 reliant les villages de Camplong et de Montlaur. Cette route suit de très près le ravin du « ruisseau des Mattes » qui s'encaisse au lieu dit le « Congoust » dans les assises lacustres de la base de la série.

Entre le Paléozoïque qui constitue le substratum de l'Alaric et le premier niveau daté du Crétacé supérieur, s'intercale parfois une mince couche de terres résiduelles composées de kaolinite, d'hématite et de quartz. Ce dépôt « beurre » un paysage karstique aux formes tourmentées modelées dans les calcaires dévono-carbonifères.

A. — LE DANIEN

I. — Le « grès à Reptiles ».

Cet étage débute par un complexe rouge d'épaisseur variable (25 à 50 m) composé d'argiles rutilantes à pisolites ferrugineux. Des passées de grès grossiers et de calcaires à débris d'Algues accidentent cette formation. Des os de Reptiles recueillis à ce niveau dans plusieurs gisements languedociens ont servi à la caractériser (n° 3). Le ruisseau des Mattes permet d'observer la partie supérieure de ces « grès à Reptiles » entre la D 114 et la butte 156. Le niveau franchit ensuite la route et se perd sous les éboulis de la falaise qui les surplombe.

II. — Les calcaires du Rognacien.

Une puissante barre de calcaires lacustres termine le Danien. Par analogie avec le bassin de Provence elle est considérée comme rognacienne. Cette assise est constituée de calcaires généralement fins, maculés d'ocre, de rose ou de vert ; divers organismes y ont été observés en section : Ostracodes et Gastropodes pulmonés notamment. Au microscope on y reconnaît encore des fragments de tissus d'Algues, de Characées ou de Microcodium au milieu d'une matrice de calcite cryptocristalline pouvant constituer jusqu'à 95 % de la roche.

B. — LE MONTIEN

« *Argiles rouges vitrolliennes* », épaisseur 25 à 30 m.

Ce niveau, compris entre deux épaisses formations calcaires est souvent marqué par des éboulis. On peut l'observer au Congoust, dans le petit col qui sépare, sur la rive droite du ruisseau des Mattes, la butte 156 de la butte 173. Il affleure aussi au cœur de la voûte de « Camp Amaggat » à 2 km au N de Camplong.

La formation, principalement argileuse est caractérisée par la présence dominante de kaolinite et d'illite. Elle renferme cependant quelques passées de calcaires lacustres mal stratifiés qui se débitent parfois en nodules.

C. — LE THANETIEN

I. — Le calcaire lacustre du Congoust, épaisseur 80 m.

La feuille géologique au 1/80 000ᵉ de Carcassonne admet l'équivalence avec les calcaires de Montolieu, d'une puissante assise de calcaires lacustres, constituant l'ossature de la Montagne d'Alaric, du S de Douzens au S de Foncouverte.

C'est un calcaire massif à pâte claire, régulièrement lité en bancs métriques à débit parfois bréchoïde. La faune recueillie se réduit à des Gastropodes pulmonés (*Physes, Limnées*) fréquents à tous les niveaux. Au microscope les sections minces présentent le même aspect que celui des calcaires de Rognac avec quelques sections d'Ostracodes mais surtout des tiges et oogones de Characées, de petites colonies de Microcodium.

Au Congoust, à la hauteur de la source de Pézonillouse, presque au sommet de la formation se manifeste un niveau à tendance marine. Celui-ci est constitué par un banc de calcaire épais de 1 m, à patine sombre, à pâte fine contenant des Milioles. Cet horizon supporte des marnes schisteuses noires, très indurées dont l'attaque à HCl provoque un fort dégagement d'H_2S. A ces marnes font suite d'autres calcaires lacustres. La découverte de ce banc à Milioles permet d'étendre vers le N la limite du « Golfe de Lagrasse » jalonné par les gisements célèbres de « Las vals » et de « Vente Farine ».

II. — Les « marnes panachées », épaisseur 40 m.

Cette formation vivement colorée est facilement affouillée par les eaux qui dégagent les alternances de bancs calcaires à Characées, de marnes ocres ou rouges et de grès argilo-calcaires. Elle détermine dans le paysage des combes toujours très reconnaissables (« Combe Torte » au S de Moux ou encore « La Caune », à l'W des « Fours à Chaux » du même village).

Les grès sont constitués de quartz de taille moyenne, toujours très anguleux ; ils renferment de nombreux micro débris osseux. Les marnes sont caractérisées par la présence dominante de kaolinite et d'illite. Elles ont fourni diverses formes de Characées intéressantes au point de vue stratigraphique.

D. — LE SPARNACIEN

La stratigraphie de cet étage est complexe car il ne comprend pas moins de 7 niveaux dans l'Alaric. Son étude ne manque pas d'intérêt car il renferme 2 horizons saumâtres intercalés au milieu de sédiments lacustres semblables à ceux qui ont déjà été décrits.

I. — Calcaire lacustre, épaisseur 45 m.

Cette assise par laquelle débute le Sparnacien est principalement constituée de calcaires compacts en petits bancs régulièrement lités à pâte sombre, analogues à ceux du Rognacien ou du Thanétien. On y rencontre cependant quelques niveaux marneux ayant fourni des Characées et des grès argileux rosés qui se débitent en miches. Le sommet de cet horizon renferme des silex blancs dont le faciès rappelle étrangement celui du calcaire de Montolieu observable aux environs de la localité type.

La formation entière est susceptible de se silicifier, son épaisseur diminuant alors beaucoup comme on peut l'observer à l'E du « Mourrel des Mouches », 1,500 km au NW de Camplong.

Vers le N de l'Alaric, la formation se montre beaucoup plus réduite qu'aux environs du Congoust, elle disparaît même pendant 1,500 m au SSE de Douzens, les niveaux moyens du Sparnacien venant directement au contact des « marnes panachées ».

II. — Les « marnes à Potamides », épaisseur 15 m.

Ce sont des marnes beiges ou vertes qui admettent des passées de calcaires lacustres en petits bancs. Elles sont peu fossilifères mais ont cependant fourni

des Huîtres, des Gastropodes et quelques Ostracodes du genre *Cytheridea* qui leur donnent un cachet saumâtre.

Vers le N (environs de la ferme Durand), on constate à ce niveau une multiplication des bancs de calcaires à faciès lacustre dont l'importance croît au détriment de celle des marnes saumâtres, ce fait permettant de situer non loin de là, la limite d'ingression marine.

III. — Calcaire lacustre : 10 m.

IV. — « Marnes à Huîtres » : 10 m.

Dans le centre de la Montagne d'Alaric, aux « ruines d'Ilhes » ce niveau est marneux et admet des passées de calcaires argileux roux à Milioles, Bryozoaires et débris d'Huîtres. Les marnes renferment des Huîtres, et des Ostracodes du genre *Cytheridea* [1].

Vers le N, elles se chargent en sables et l'on voit s'y intercaler des plaquettes de calcaire sableux à Huîtres annonçant l'approche du littoral.

V. — Calcaire lacustre, 0 à 5 m.

VI. — Argiles rouges et lentilles gréseuses, 40 à 60 m.

Cette formation très vivement colorée correspond dans le paysage à des zones déprimées caractéristiques. Elle s'étale largement dans la dépression du Picou en bordure de la D 57, à la hauteur du Fer à cheval ; on peut encore l'observer au « Trote Cos » à l'E de l'Alaric ou en bordure de la D 114, entre les « ruines d'Ilhes » et « La Plage ».

Elle repose sur les niveaux sous-jacents par des contacts de ravinements et l'érosion consécutive peut faire disparaître complètement le calcaire lacustre du niveau 5, comme c'est le cas aux « ruines d'Ilhes », en bordure de la D 114.

Ces argiles se montrent toujours constituées par de l'illite, de la kaolinite et de la montmorillonite. Elles admettent des passées sableuses micacées ou des intercalations de marno-calcaires rosés se multipliant dans le S de la région étudiée.

A tous les niveaux s'intercalent de gros bancs de grès lenticulaires. Leur épaisseur est variable ; elle peut atteindre 5 m. Des dragées de quartz blancs y soulignent des stratifications entrecroisées. Ces grès correspondent vraisemblablement à d'anciens chenaux.

VII. — Calcaire lacustre : 0-7 m.

Le Sparnacien se termine par un dernier épisode lacustre constitué de bancs calcaires à Characées séparés par des intervalles marneux ou marno-calcaires.

Ce niveau, observable en bordure de la D 114, sous la corniche yprésienne du lieu dit « La Plage » n'est pas constant et semble disparaître localement par érosion, comme l'horizon n° 5. On ne le retrouve par exemple, ni au S de Douzens, ni au N de Camplong. Les niveaux bréchiques que l'on observe à la base du « calcaire à Alvéolines » de « La Plage » suggèrent d'ailleurs une légère phase d'érosion subaérienne avant la transgression marine qui pourrait expliquer une telle lacune.

E. — L'YPRESIEN

Il correspond à une nette transgression marine intéressant la totalité de l'ancien bassin.

On y distingue 3 formations s'ordonnant en un grand cycle sédimentaire. Cette « trilogie yprésienne » comprend de bas en haut :

— « Calcaire à Alvéolines » ;

— « Marnes bleues » ;

— « Grès à Huîtres », qu'il convient de ranger à la suite des travaux d'Hottinger sur les Alvéolines éocènes dans le sous-étage Illerdien de cet auteur. L'épaisseur des sédiments, généralement supérieure à 500 m et éminemment favorable à un enregistrement détaillé des vicissitudes que traverse alors le Bassin de Carcassonne, leur richesse en grands Foraminifères permet par ailleurs de bien définir l'hétérochronie de la séquence type.

(1) Détermination J. Moyes, I.G.B.A.

I. — Le calcaire à Alvéolines,

épaisseur 89 m aux « Combarels » en bordure de la D 57 reliant Capendu à Montlaur.

Cette formation calcarénitique présente de nombreuses variations de puissance et de faciès dans l'Alaric (5 à 100 m) comme dans le reste du bassin. Trois niveaux participent à sa constitution :

a) *Calcaires oolithiques et graveleux à Milioles :* épaisseur 20 m.

Ils reposent localement sur le calcaire lacustre du Sparnacien supérieur par l'intermédiaire d'une brèche calcaire. Au-dessus viennent, sur 1 à 2 m, des plaquettes calcaires, blanches, à pâte fine renfermant Ostracodes et Milioles. Au-dessus enfin se développent des bancs calcaires réguliers, épais de 30 cm à 1 m à riche microfaune (Alvéolines, Assilines, Nummulites, Orbitolites, etc.).

b) *Horizon moyen :* épaisseur 34 m.

Il s'agit aux « Combarels » de sables et de grès calcaires présentant un fort pendage de dépôt. Les bancs dessinent de belles stratifications entrecroisées indiquant un courant venant du N ou du NE, comme on peut le constater au-dessus d'une maisonnette en ruine, au bord de la D 57. La route qui descend vers Montlaur permet ensuite d'observer l'obliquité de stratification des calcaires sableux dont les bancs s'interrompent sous le niveau de base du calcaire supérieur.

Cet horizon détritique passe très rapidement à l'E de la coupe, à des marnes ocres ou bleutées à Huîtres, Brachiopodes, Gastéropodes, Serpules. Le même passage de faciès se produit dans le N de la Montagne d'Alaric, au S du village de Comigne, la ligne reliant les deux points étant orientée, NE-SW.

Vers l'E, cet épisode détritique lenticulaire perd son individualité au milieu de couches calcaires mais d'autres lentilles de ce type semblent s'intercaler à différents niveaux de la formation. On en connaît notamment en bordure du chemin conduisant au château de Miremont et au lieu dit « Laval » à Pradelles-en-Val.

c) *Calcaire supérieur :* épaisseur 35 m.

Cet horizon est constitué de calcaires blancs, compacts, en bancs moyens renfermant de nombreuses Alvéolines, Assilines et Milioles. La macrofaune y est constituée de Mollusques, Brachiopodes, Echinodermes et Polypiers. Les débris d'Algues calcaires sont aussi très fréquents : on y reconnaît des Mélobésiées et des Dasycladacées [1]. Ces Algues peuvent constituer au milieu de ces faciès de destruction de petites colonies accumulées sur quelques décimètres.

Plus au N, en bordure de la D 57, non loin du débouché du chemin menant à la ferme « Saint-Pierre », on peut constater que cet horizon supérieur est à peu près entièrement constitué d'une association de *Solenomeris O'Gormani* et d'Algues du genre *Halimeda* avec quelques Archaeolithothamniées encroûtantes [1]. Ces organismes s'accumulent sur une vingtaine de mètres ; ils forment un petit récif ayant nouri alentour une puissante sédimentation calcarénitique. Ou connaît d'autres accumulations de ce type dans l'W de la Montagne d'Alaric ; vers l'E, au contraire, l'horizon supérieur diminue d'épaisseur et finit par se biseauter complètement. Le phénomène est observable sur le flanc nord de la Montagne, au lieu dit « l'Alaric » (SE du village de Douzens) et sur le flanc sud non loin de la ferme « La Fraissinède » au N de la D 114. Ces deux points déterminent une limite de faciès orientée elle aussi NE-SW.

En raison de ce biseautage on ne peut plus distinguer au SE de cette limite les marnes de « l'horizon moyen » de celles de la formation des « marnes bleues » qui font suite au « calcaire à Alvéolines ».

Ce passage latéral montre que la base des « marnes bleues» de la partie orientale de l'Alaric est synchrone des horizons supérieur et moyen du calcaire à Alvéolines des « Combarels ».

II. — Les « Marnes bleues » : épaisseur 350 m.

Cette formation constitue autour des reliefs calcaires de l'Alaric, une ceinture à peu près continue d'épaisseur variable. Elle s'étale largement dans les cuvettes synclinales de Montlaur et Fabrezan.

---

(1) Renseignements aimablement communiqués par M. le professeur EMBERGER.

La base en est rarement visible par suite de recouvrements alluviaux. La composition de ces marnes est assez homogène. On y trouve localement des Nummulites (*N. globulus* Leym. et *N. exilis* H. Douv., (1), des Assilines, de rares Operculines. La macrofaune est peu abondante, constituée de Térébratules et Turritelles et de Serpules. Le sommet de la formation affleure mieux car il est protégé par la corniche du « grès à Huîtres ». Des bancs gréseux fins et des plaquettes sableuses à Huîtres s'intercalent au milieu de marnes grises annonçant le retour à des conditions littorales comme le soulignent les associations fauniques de *Nonion*, *Cibicides* et d'Huîtres.

III. — « Le grès à Huîtres » : épaisseur 40 m.

Cet épisode côtier termine la séquence « yprésienne ». Dans l'W de l'Alaric, à Aquettes-en-Val, il se montre essentiellement constitué d'une alternance de grès fins, calcaires sableux avec des marnes grises micacées à empreintes végétales. La faune y est représentée par de rares Nummulites et Assilines et des Huîtres dont les débris sont fréquents. Au sommet de la formation, des poudingues à éléments de roches secondaires, paléozoïques ou cristallines s'intercalent au milieu des derniers niveaux fossilifères. Vers l'E de l'Alaric, aux environs de Moux, ce grès se montre beaucoup moins épais. On y trouve des bancs de microbrèches calcaires alternant avec des marnes ocres. L'ensemble est à peu près azoïque et présente des structures sédimentaires analogues à celle produites par les glissements sous-marins. Le « grès à Huîtres » est surmonté tout autour de l'Alaric d'une série argilo-sableuse de passage à la « Série Rouge ».

II. — SERIE DU NORD DU BASSIN

Elle est beaucoup moins épaisse et présente des faciès nettement plus continentaux que la « Série de l'Alaric ». On y retrouve cependant la même transgression marine encadrée par deux complexes continentaux rouges.

Sous le niveau attribué au Montien par les auteurs de la carte au 1/80 000e, Carcassonne n° 243 affleure localement (SE de la « Croix d'Antoni », en bordure de la D 111, au S du cimetière de Sallèles Cabardès) un banc de calcaire noduleux parfois bréchique. Ce niveau lacustre pourrait représenter en bordure de la Montagne Noire, un équivalent des « calcaires de Rognac » connus plus au S.

A. — LE MONTIEN

Les dépôts attribués à cet étage affleurent au S de la « Croix d'Antoni » déjà citée. Ils constituent le talus en pente douce développé au pied de l'entablement du calcaire lacustre de Montolieu attribué au Thanétien. Il s'agit principalement d'argiles ou de marnes sableuses vertes ou blanches avec des passées de cailloutis à quartz blancs ou rouges. Une étude de ces argiles par diffractométrie aux R X les montre toujours constituées d'un mélange de kaolinite, illite et montmorillonite.

On constate, vers l'E, un enrichissement progressif de ce niveau en éléments détritiques grossiers, de telle sorte que la coupe du ruisseau des Lavandières à Caunes-Minervois montre un remplacement à peu près total des argiles par des sables ou des cailloutis quartzeux.

B. — LE THANETIEN

Calcaire lacustre de Montolieu : 5 à 15 m.

Ce calcaire est blanc crayeux, irrégulièrement stratifié. Il n'a pas fourni de fossiles dans le périmètre étudié. L'étude de lames minces au microscope n'a pas révélé la présence de débris d'organismes ; ces roches se montrent entièrement constituées d'une matrice de calcite cryptocristalline parfois disposée en agrégats rappelant les pelotes fécales.

Le « calcaire de Montolieu » renferme de nombreux silex de teinte claire ; il est même susceptible de se silicifier entièrement comme on peut l'observer en bordure de la D 115 reliant les villages de Trausse et de Caunes, à 20 mètres de l'embranchement de la route qui mène à « Notre-Dame du Cros ».

(1) Détermination Mlle M. Veillon, I.G.B.A.

A l'W du domaine étudié, la formation augmente peu à peu de puissance et finit par atteindre 15 mètres d'épaisseur autour de Salsigne.

C. — LE SPARNACIEN
30 à 50 m

Au S de la « Croix d'Antoni », affleurent des argiles et des marnes sableuses vertes ou rouges azoïques. Leur composition minéralogique correspond à une association de kaolinite, d'illite, et de montmorillonite. Une variation latérale de faciès analogue à celle observée dans le Montien amène ces argiles continentales à passer progressivement à des sables en direction de l'E (environs de la ferme « Sainte-Germaine » à Caunes-Minervois).

D. — L'YPRESIEN

On y distingue 3 termes :

A la base un calcaire à Alvéolines que surmonte un horizon médian argilo-sableux. Un calcaire lacustre directement surmonté par les mollases lutétiennes termine la séquence.

I. — Le « calcaire à Alvéolines » : épaisseur 110 m.

Cette formation qui correspond aux biozones à *Alveolina ellipsoïdalis* Schwager et *Alveolina moussoulensis* Hottinger affleure le long de la D 112 reliant Villeneuve-Minervois à la N 620. Elle se montre constituée d'une alternance de calcaires sableux très littoraux à Alvéolines et de marnes à Huîtres. On distingue de bas en haut :

— 4 m de sables et graviers quartzeux ;

— 1 m de marnes noires micacées à empreintes végétales ;

— 0,50 m de grès grossier à Alvéolines ;

— 5 m de calcaire sableux à stratifieation entrecroisée à Alvéolines, Nummulites, Oursins et Mollusques ;

— 2 m de sables et calcaires sableux ;

— 1,80 m de sables blancs micacés ;

— 1,40 m de marnes ocres ;

— 4 m de calcaires sableux à stratification entrecroisée avee des Alvéolines et des débris coquilliers ;

— 2,50 m de marnes ocres à petits Huîtres ;

— 17,50 m de calcaires sableux fossilifèrcs ;

— 3 m de marnes ocres ;

— 1 m de grès fins ;

— 0,50 m de marnes noires micacées à empreintes végétales ;

— 1 m de sables ;

— 4 m de marnes sableuses ;

— 13 m de calcaires sableux fossilifères ;

— 5,50 m de calcaires et de marnes sableuses ;

— 23 m de calcaires sableux à Alvéolines et débris coquilliers que surmontent les couches extrêmement détritiques formant le passage avec le niveau suivant.

Vers l'E, en direction de la Tuilerie de Villeneuve-Minervois, les différentes barres calcaires diminuent d'épaisseur au profit des épisodes marneux qui les séparent. Ceux-ci se chargent à leur tour en sables. A l'W de Caunes-Minervois, la formation semble principalement constituée de marnes sableuses largement recouverte de dépôts alluviaux. Cette variation latérale est peut-être due à l'influence lointaine d'un delta descendant à la hauteur de ce village dans la mer yprésienne.

II. — Horizon médian : 100 m.

Les « marnes bleues » offrent dans la région de Minerve un faible développement. Elles ne sont pas toujours représentées sur la bordure nord du bassin. A leur place se développe parfois un complexe détritique. M. Chaigne a recueilli dans cette formation : *Alveolina corbarica* Hottinger.

A la hauteur de Villeneuve-Minervois, une coupe synthétique de cette formation comprendrait de bas en haut :

a) Une passée marneuse généralement masquée de dépôts récents ;

b) Une alternance de grès grossiers à débris d'Huîtres et de marnes sableuses ;

c) Des sables blancs associés à des marnes versicolores ;

d) Des cailloutis de quartz associés à quelques argiles gypsifères où s'intercalent quelques bancs lacustres.

III. — Le calcaire lacustre supérieur.

Les « marnes bleues » sont surmontées par un calcaire lacustre attribué par les auteurs au Lutétien. Cette formation ne se développe jamais sur une grande épaisseur. Des sections minces y révèlent quelques oogones de Characées et quelques sections d'Ostracodes.

En l'absence d'arguments paléontologiques, ce niveau est associé à la description de l'Yprésien. Plusieurs raisons militent en faveur de ce choix :

a) Le passage latéral de ce calcaire aux « marnes bleues » décrit par M. Chaigne.

b) La « signification sédimentologique » de ce terme qui en ferait au sommet du cycle « Yprésien » un équivalent du « grès à Huîtres » de la série de l'Alaric.

III. — LA « SERIE ROUGE »

On désigne sous ce nom un puissant complexe mollassique (750 m environ) de grès, conglomérats, argiles et calcaires terminant localement la série stratigraphique du bassin et auquel les anciens auteurs ont assigné un âge lutétien-bartonien.

Cette série repose sur l'Eocène inférieur soit directement, soit par l'intermédiaire d'une zone de passage argilo-sableuse. Elle recouvre une superficie importante du Bassin de Carcassonne et y remplit notamment la plupart des cuvettes synclinales.

La bordure nord du bassin permet d'observer, au S de Villeneuve-Minervois, une intéressante figure de discordance de la « Série Rouge » sur les niveaux plus anciens : aux alentours de la « Métairie Grande » (commune de Laure-Minervois) la base de celle-ci repose sur les marnes blanches et les bancs lacustres de la formation à *Bulimus hopei*. On constate vers l'W, une prise en écharpe de cet horizon par les grès de base de la série mollassique. Celui-ci repose pendant 3 km environ sur les différents niveaux de « l'horizon médian » comme on peut l'observer à la butte de la « Malvirade » (commune de Villegly). A l'W de cette zone, les différents niveaux se reconstituent, la série est à nouveau complète autour de Villegly (ferme « La Lande »).

A l'E de la région étudiée, la « Série Rouge » renferme d'importants niveaux de calcaires lacustres comme le calcaire d'Agel qui peut atteindre 100 m d'épaisseur. Ceux-ci disparaissent vers l'W où la sédimentation est plus grossièrement détritique. Au-delà du périmètre cartographié, sur les feuilles Carcassonne 1-2 et 5-6, il semble que la granulométrie diminue à nouveau, la « Série Rouge » étant alors principalement constituée d'argiles [1].

Dans les limites de cette étude, ces argiles sont en général très colorées. Leur étude aux R X les montre toujours constituées par de la chlorite, de l'illite, et de la montmorillonite, ce qui les oppose nettement à celles de l'Eocène inférieur caractérisées par une association de kaolinite, d'illite et de montmorillonite.

L'étude de la « Série Rouge » a surtout porté sur les poudingues qui s'y intercalent à tous les niveaux. Ceux-ci reposent toujours sur les autres terrains par l'intermédiaire de contacts de ravinement. Ils sont généralement lenticulaires et leur épaisseur varie de 1 à 10 m. On voit fréquemment au sein de gros bancs formant de petits abrupts, plusieurs épisodes

(1) D'après un travail cartographique inédit de M. Rousseau, docteur 3e cycle, Bordeaux.

conglomératiques entrecoupés de passées sableuses dessinant des stratifications entrecroisées.

De l'Alaric au N de la région étudiée, se manifeste une diminution de l'épaisseur moyenne des bancs détritiques ainsi que de la taille des particules. Les poudingues passent ainsi progressivement dans le N à des grès micro-conglomératiques. L'étude systématique des « berceaux » de stratifications entrecroisées révèle une direction moyenne des courants SE-NW, ce qui confirme les enseignements de l'étude granulométrique. Cependant dans le SE de la feuille de Carcassonne n° 4 deux directions semblent s'interférer : l'une SE-NW déjà signalée et l'autre approximativement E-W.

Les galets des poudingues constituent un échantillonnage à peu près complet des formations de l'arrière-pays. Des roches éruptives acides (granites, pegmatites, etc.) s'y mêlent à des schistes plus ou moins métamorphiques et à du quartz. Le Paléozoïque est sans doute représenté par des dolomites et des lydiennes. Le Secondaire a fourni quelques éléments triasiques mais surtout des calcaires oolithiques du Jurassique, des calcaires bioclastiques de l'Aptien, des grès calcaires à Orbitolines du Cénomano-turonien. La présence de quelques galets tertiaires : calcaires à Characées mais surtout ealcaires à Alvéolines d'âge yprésien a été observée çà et là.

Dans le Nord, les éléments anciens disparaissent très vite au-delà de la Montagne d'Alaric, en raison sans doute du long transport qu'ils ont déjà subi. Les calcaires persistent beaucoup mieux et finissent par constituer les trois quarts du cortège. Dans la zone d'interférence des directions de courants le pourcentage des dragées dc quartz augmente progressivement. Ce fait correspond peut-être à une contribution de la Montagne Noire à l'alimentation de cette série d'origine méridionale.

La signification géologique de la « Série Rouge » n'a pas échappé aux anciens auteurs qui l'ont assimilée au « poudingue de Palassou » et interprétée comme la manifestation dans l'avant-pays carcassonnais de la surrection pyrénéenne. Cette puissante accumulation de matériaux détritiques semble s'êtrc acheminée jusque dans la gouttière de Carcassonne en constituant un gigantesque delta. Celui-ci se divise dans le périmètre étudié en plusieurs bras dont l'un, large d'environ 10 km, prend la Montagne d'Alaric en écharpe et s'allonge jusqu'à Villeneuve-Minervois. Ces « chenaux », caractérisés par une sédimentation très grossière connaissent des périodes de calme pendant lesquelles se décantent des vases argileuses, voire même des épisodes de dessication subaérienne. Ils séparent des domaines où se manifeste une certaine permanence lacustre que caractérise une alternance de niveaux calcaires, ligniteux ou argileux.

Divers enseignements concernant la marge méridionale du bassin de Carcassonne peuvent être déduits de l'étude des poudingues de la Série Rouge.

On peut remarquer en premier lieu que les galets qui y représentent les diverses formations de l'aire de drainage n'y apparaissent pas selon une « stratification inverse ».

La fréquence des galets de roches cristallines à la base même de la Série Rouge conduit à penser qu'au Lutétien inférieur (et même à l'« Yprésien ») l'arrière-pays de la région étudiée permettait d'observer de vastes affleurements du socle, déjà décapé par l'érosion de toute traee de couverture sédimentaire. Ces galets granitiques qui constituent une part non négligeable du « stock » d'origine méridionale opposent nettement cette province distributrice au glacis développé au pied de la Montagne Noire. Les facteurs de cettc opposition semblent climatiques et topographiques.

Les Pyrénées naissantes mais déjà violemment attaquées se caractérisent alors par une prédominance de l'érosion mécanique sur l'altération. C'est ainsi que les feldspaths n'y sont pas détruits chimiquement et que les « gaves » lutétiens roulent granites, pegmatites, etc. Dans le Nord au contraire, des conditions d'hygrométrie et de températures plus élevées (ce dernier facteur étant vraisemblablement lié à un relief mois accusé) inversent l'importance relative des deux processus de désagrégation.

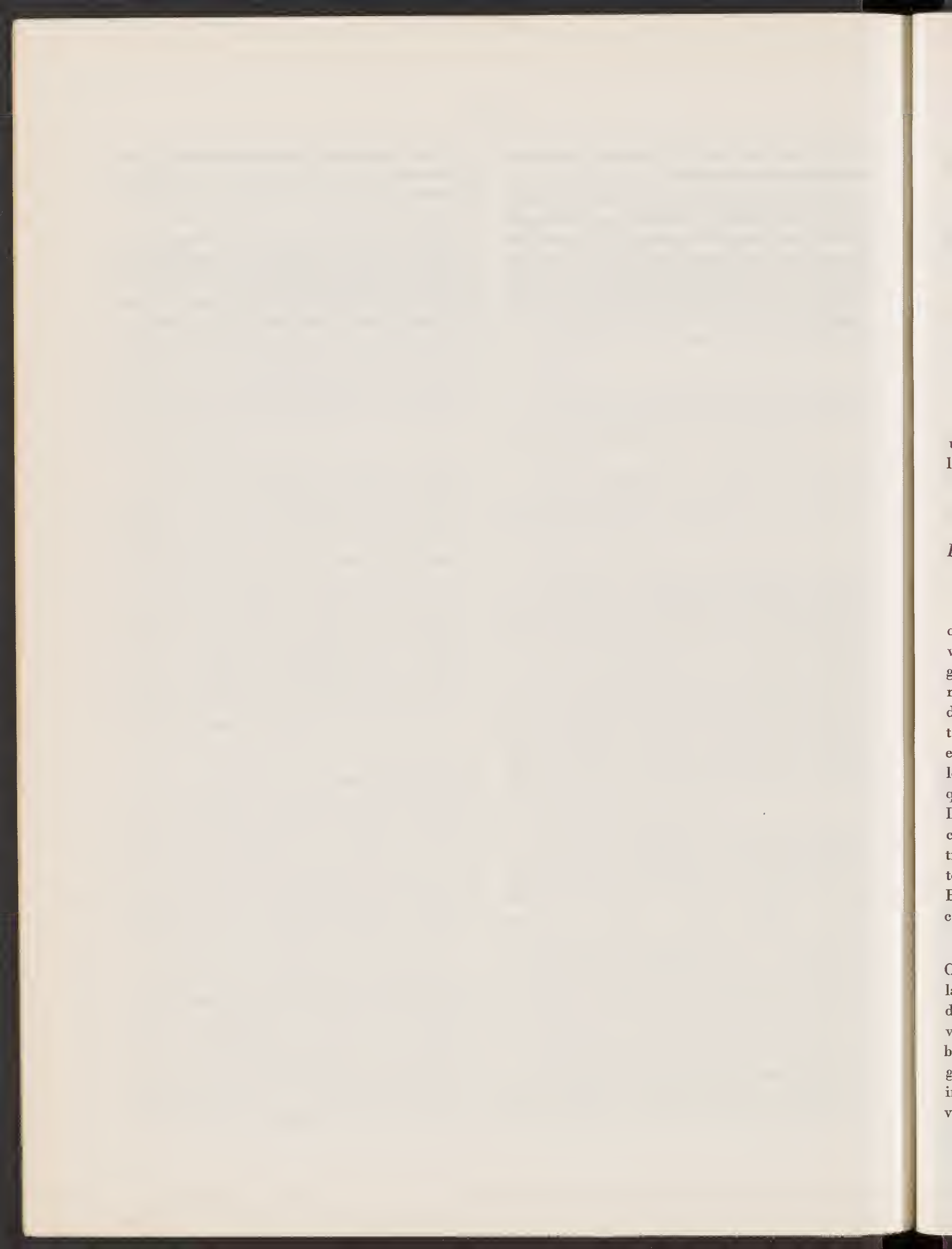
La Montagne Noire apporte alors surtout des quartz de grande taille arrachés sans doute aux filons lardant les schistes épimétamorphiques de l'Infracambrien et des argiles principalement

kaolinitiques alors que la chlorite est représentée dans les apports méridionaux.

Dans un autre ordre d'idée les galets yprésiens de la « Série Rouge » soulignent une discordance infralutétienne. Ces formations parfaitement définies par leurs grands Foraminifères y sont parfois représentés par de très gros éléments qui ne peuvent parvenir au domaine étudié que de rcliefs adjacents.

Il n'est pas interdit de situer cette zone en voie d'exhaussement sur l'emplacement de l'actuel massif de Mouthoumet.

Cette hypothèse pourrait être efficacement contrôlée par une comparaison des différents faciès secondaires et tertiaires représentés par des galets dans la « Série Rouge » avec des coupes de référence levées autour de leur zone d'origine présumée.



APERÇU STRUCTURAL

Le périmètre cartographié se partage en deux unités structurales : au S la Montagne d'Alaric prolongée au N par le synclinal de Carcassonne-Aigne.

I. — LA MONTAGNE D'ALARIC

La montagne d'Alaric est un grand pli anticlinal s'allongeant au S par la N. 113 de Fontcouverte à Monze. Sa longueur est de 20 km, sa largeur : 5 à 6 km, son orientation E-W. Le compartiment oriental correspond au plongement périclinal du pli vers l'E. Les calcaires yprésiens en constituent l'armature. Ils descendent doucement au S en direction de Prodelles-en-Val pour s'ennoyer sous les « marnes bleues » entaillés en une large vallée que couronnent les hauteurs du « grès à Huîtres ». La largeur d'affleurement des marnes diminue beaucoup au N du pli. Ce phénomène est lié à la dissymétrie de l'anticlinal dans cette direction. L'étirement total de ce terme incompétent conduit, au droit de Barbaira, à un écaillage complexe mettant les calcaires yprésiens au contact de la « Série Rouge ».

Le compartiment médian s'étend du SE de Capendu, aux environs de Moux. Il est compris entre la faille d'Arquettes-en-Val et celle de Moux (ou f. d'Alaric). Le premier de ces accidents, de direction varisque, s'allonge sur plus de 14 km. De nombreuses fractures secondaires accompagnent ou divergent de l'accident principal tout au long de son intersection avec la voûte anticlinale dont il abaisse vers l'E le compartiment médian. Celui-ci est affecté d'un relèvement d'axe en direction de Moux. Il se montre également dissymétrique et même déversé au N ; la carapace du « grès à Huîtres » se montre renversée sous les « marnes bleues ». Le passage de cette déformation souple à des déformations cassantes se manifeste au S de Douzens par une faille parallèle au pli et joignant le « Mourrel des Cades » à la « butte Robert ».

Ce compartiment, assez peu faillé, offre une ordonnance simple soulignée par le dessin de combes et de crêts que l'érosion a sculpté dans l'Eocène inférieur. Le flanc sud de la montagne se montre affecté de trois ondulations secondaires parallèles au plissement principal : on distingue ainsi au S du genou frontal et du N au S, l'ondulation synclinale de la « Mire »-les « Pelats » correspondant à peu près avec la ligne de crêtes.

— L'ondulation anticlinale du « Roc de l'Aigle »-« Malsarrat ».

— Le synclinal de Saint-Michel de Nahuse adossé à la faille de Moux.

Ces trois plis secondaires présentent une forte inclination axiale vers l'W. Ils disparaissent au S de Comigne où ils sont enveloppés par le mouvement périanticlinal accidentant le « calcaire à Alvéolines » vers l'W. Dans cette région, la zone du Picou montre une succession de petits plis NE-SW, obliques à la direction de l'Alaric. Ceux-ci sont modelés au dépend des assises du Sparnacien, et ils paraissent étroitement liés à une fracturation varisque postérieure à la mise en place de l'Alaric.

La faille de Moux présente un regard E. L'importance de son rejet vertical — environ 450 m — permet l'affleurement et l'observation de la surface de discordance du Crétacé sur le Paléozoïque. Cet accident majeur se termine en « queue de cheval » aux environs de Moux, « des Fours à Chaux » à la « Bade ». Le compartiment oriental qu'il limite à l'W, est le plus réduit des trois. C'est un demi-dôme à coffrage thanétien qui s'oriente E-W. Le Montien n'y affleure qu'à la faveur de l'ondulation anticlinale de « Camp Amagnat » orientée NE-SW. Sur le flanc nord de ce compartiment, les différentes assises jusqu'au Lutétien se disposent en un motif monoclinal assez doux décomposé en touches de piano par diverses failles. Certaines sont varisques comme celle de « Crémaille » que fossilisent les cailloutis pliocènes du plateau de « Las Vals », d'autres ont une direction armoricaine comme celle du « Chemin de Lagrasse » qui décale au N le « Calcaire à Alvéolines » de la colline « La Maillole » (SW de Fontcouverte).

Le flanc sud de ce compartiment oriental est beaucoup plus fracturé. Parmi les accidents qui l'affectent, certains sont orientés NE-SW et présentent un regard vers le SW. Ainsi se manifestent, au niveau du Thanétien supérieur, d'étroites langues synclinales disymétriques.

La description du compartiment oriental ne serait pas complète si l'on ne signalait pas la petite butte de « Marnes bleues » du cimetière de Fontcouverte et les quelques affleurements de ces rochers isolés au milieu des dépôts alluviaux de la vallée du ruisseau de la Jourre et de celle du ruisseau de Baraban. Cer marnes fortement tectonisées représentent vraisemblablement un jalon entre le pli de l'Alaric et la série chevauchante de Montbrun-Escales.

II. — LE SYNCLINAL DE MONTLAUR

Il borde l'Alaric au SW, le séparant du « pli du Boucher ». Cette unité structurale ne constitue en fait que l'extrémité orientale d'un synclinal beaucoup plus vaste se développant en direction de Molières et persistant au moins jusqu'à Rouffiac dans la vallée de l'Aude.

Les « marnes bleues » soulignent fidèlement le contour de cette cuvette. Elles permettent, au pied des reliefs du « calcaire à Alvéolines », l'établissement d'une large vallée alluviale.

L'inclinaison axiale de ce synclinal vers l'W correspond à partir de Montlaur à l'affleurement de terrains plus récents. Le « grès à Huîtres » constitue alors le coffrage d'une cuvette presque circulaire que remplit la base de la « Série Rouge ». Le contact de ces deux formations y est décalé par un système de failles NE-SW, comme celle des « Rosaires » et celle de la « Couscouillède » qui limite au NW, le plateau sur lequel sont établis les moulins de Montlaur. Le long de la D. 14, à la sortie de ce village, le « grès à Huîtres » est vertical, manifestant ainsi la disymétrie du synclinal. Un peu plus loin, à l'W de la D. 3, ils constituent l'armature de plis étroits et déjetés que vient sectionner la faille d'Arquettes.

III. — LE SYNCLINAL DE CARCASSONNE-AIGNE

Cette très vaste unité s'allonge entre ces deux localités, suivant une ligne NE-SW, longue de 40 km. La vigueur des déformations affectant le flanc sud de ce synclinal entre les chaînons déversés au N de l'Alaric ou du « Serre d'Oupia » s'oppose à la calme ordonnance de son flanc nord. Celui-ci s'étend sur une largeur de plus de 10 km, ainsi qu'en témoigne le levé des coupures Carcassonne 3-4 et 7-8.

Les différentes couches y affleurent largement. Elles constituent un système de combes et de cuestas dont le regard abrupt est dirigé vers le N. Les terrains infra-yprésiens auréolent le Paléozoïque de la Montagne Noire d'une bande large de 2 km autour de Salsigne ; cette frange se réduit à 500 m entre Sallèdes et Villeneuve-Minervois. Le « calcaire à Alvéolines » constitue au-dessus de

ce complexe inférieur une corniche dont le relief s'atténue en direction de Villeneuve où l'horizon se perd au milieu de dépôts alluviaux. Le revers de la cuesta yprésienne descend doucement au S ; il correspond à un paysage de causses dénudés et rocailleux s'enfonçant sous la dépression des « marnes bleues ». Celle-ci n'est que médiocrement surplombée par le « calcaire à *Bulimus hopei* ». La base de la « Série Rouge » qui fait suite à ce calcaire est généralement occupée par une large vallée subséquente tapissée de limons. Les premiers niveaux de grès ou de poudingues donnent ensuite lieu à une cuesta dont le relief augmente vers l'E. La lenticularité des niveaux résistants développés au-dessus ne permet guère l'établissement d'un relief monoclinal bien caractérisé, mais conduit plutôt à la manifestation quelque peu anarchique d'un semis de buttes et de petits plateaux.

Le synclinal de Carcassonne-Aigne se montre assez peu faillé dans le périmètre cartographié. Il faut cependant signaler dans le Nord de la feuille Carcassonne n° 7, un système de failles varisques. Leur rejet est faible, de l'ordre de 10 m ; leur tracé est cependant facile à suivre car elles mettent au contact des éléments morphologiques divers : causse de « calcaire à Alvéolines » et dépression des « marnes bleues » ; elles perturbent aussi la ligne de crête du « calcaire à *Bulimus hopei* ». On peut en signaler trois entre les fermes de « Villerase » et de « Raissac », une quatrième se prolongeant sans doute jusque sous le village de Villegailhenc.

Enfin les dépôts alluviaux sont assez développés dans le synclinal de Carcassonne. Les alluvions récentes occupent le fond de la vallée du Clamoux, d'abord subséquente de Villeneuve à Villegly, puis obséquente jusqu'à confluent avec l'Orbiel. Des épandages alluviaux représentés sur la rive située à l'amont-pendage longe les cours de ces deux rivières. L'altitude de ces dépôts s'étage pour le Clamoux de 175 à 144 mètres entre Villegly et le confluent.

L'Orbiel se jette ensuite à Trèbes dans l'Aude qui décrit plusieurs méandres et dont l'alluvionnement recouvre de vastes surfaces en plusieurs épisodes. A la suite de M. P. Brunet, il semble que l'on doive attribuer ce « glacis d'érosion latérale » à une « cause climatique ayant accru la puissance de transport des rivières ».

CONCLUSION

Résumé historique et paléogéographique *

Le territoire couvert par le Bassin de Carcassonne a été gagné à l'aire de subsidence nord-pyrénéenne à la fin des temps crétacés. Les dépôts continentaux et lacustres de cette époque recouvrent une surface d'érosion développée au cours du Crétacé. La sédimentation de l'Eocène inférieur, très diversifiée est encore distribuée selon un cadre dépassant très largement les dimensions du synclinal de Carcassonne. Celui-ci ne paraît en effet avoir pris nettement son individualité qu'à partir de l'Eocène moyen. Il a alors accueilli de puissants apports mollassiques auxquels il doit son cachet sédimentaire.

Au Crétacé supérieur et au Paléocène, (pl. I), sa frange méridionale participe à un glacis d'épandage à partir duquel les matériaux détritiques arrachés à la Montagne Noire gagnent le centre du bassin. La subsidence y est moins importante que dans l'Alaric où elle se manifeste de façon discontinue. Cela s'y traduit par des dépôts alternés de calcaires à Characées et de couches rouges correspondant au dépôt de cuvettes lacustres. Cependant, dès le Thanétien, la tendance négative de ce domaine s'affirme permettant une ingression tout à fait passagère de l'extrémité orientale du golfe marin aquitain.

Un phénomène analogue mais encore nettement caractérisé accidente par deux fois les dépôts palustres du Sparnacien. Il est alors probable que l'axe de la gouttière de Carcassonne se trouve rejeté au S par rapport à l'axe actuel de la dépression. Les dépôts yprésiens vont permettre de suivre le glissement vers le N de l'axe de la gouttière sous-pyrénéenne, ce cycle marin semblant par ailleurs lié à une nouvelle accélération de l'enfoncement du fond marin.

L'étude de sa formation basale (pl. II) révèle une pente sédimentaire NW-SE. La Montagne d'Alaric semble alors s'individualiser comme une sorte de gradin séparant deux domaines selon une ligne NE-SW :

— Au NW un territoire essentiellement littoral caractérisé par des faciès littoraux, l'alimentant par l'intermédiaire de deltas (Issel) ;

— Au SE un bassin de décantation à sédimentation plus fine s'étendant des Monts de Lagrasse au bord nord du Massif de Mouthoumet.

La limite entre ces deux domaines prend plusieurs formes : barrière sableuse, cordons de calcaires à Algues et se déplace légèrement selon les niveaux en liaison sans doute avec les oscillations du fond du bassin.

La deuxième formation de l'Yprésien (« marnes bleues ») marque un début de régression vraisemblablement consécutive à un léger exhaussement de la Montagne Noire qui réduit considérablement la

* Cf. le cadre géographique et les planches I à V.

superficie précédemment occupée par les eaux marines (pl. III). Elle correspond dans l'Alaric à une épaisse sédimentation colloïdale. Vers le N, ménageant en arrière du rivage une frange de dépôts lagunaires. En bordure du Massif de Mouthoumet M. Benest a reconnu des dépôts très littoraux, marnes saumâtres et conglomérats à Huîtres qui seraient équivalents des marnes de l'Alaric. Le dépôt de la troisième formation « Yprésienne » (grès à Huîtres) s'effectue dans une topographie en pleine transformation et permet d'assister à la disparition à peu près totale de la gouttière marine (pl. IV). Elle correspond à un nouveau déplacement de l'axe du bassin vers le N, consécutif sans doute à l'instauration d'importants reliefs méridionaux. La présence au sommet de la coupe d'Arquettes en Val de galets permet de rajeunir dans une certaine mesure les manifestations de l'orogenèse pyrénéenne.

Vers le N de l'Alaric, les grès à Huîtres alternant avec des marnes à végétaux se réduisent et passent progressivement à des assises lacustres. Sur le revers sud de la Montagne Noire affleure le calcaire à *Bulimus hopei* qui pourrait représenter, pro-parte, un équivalent de ces niveaux.

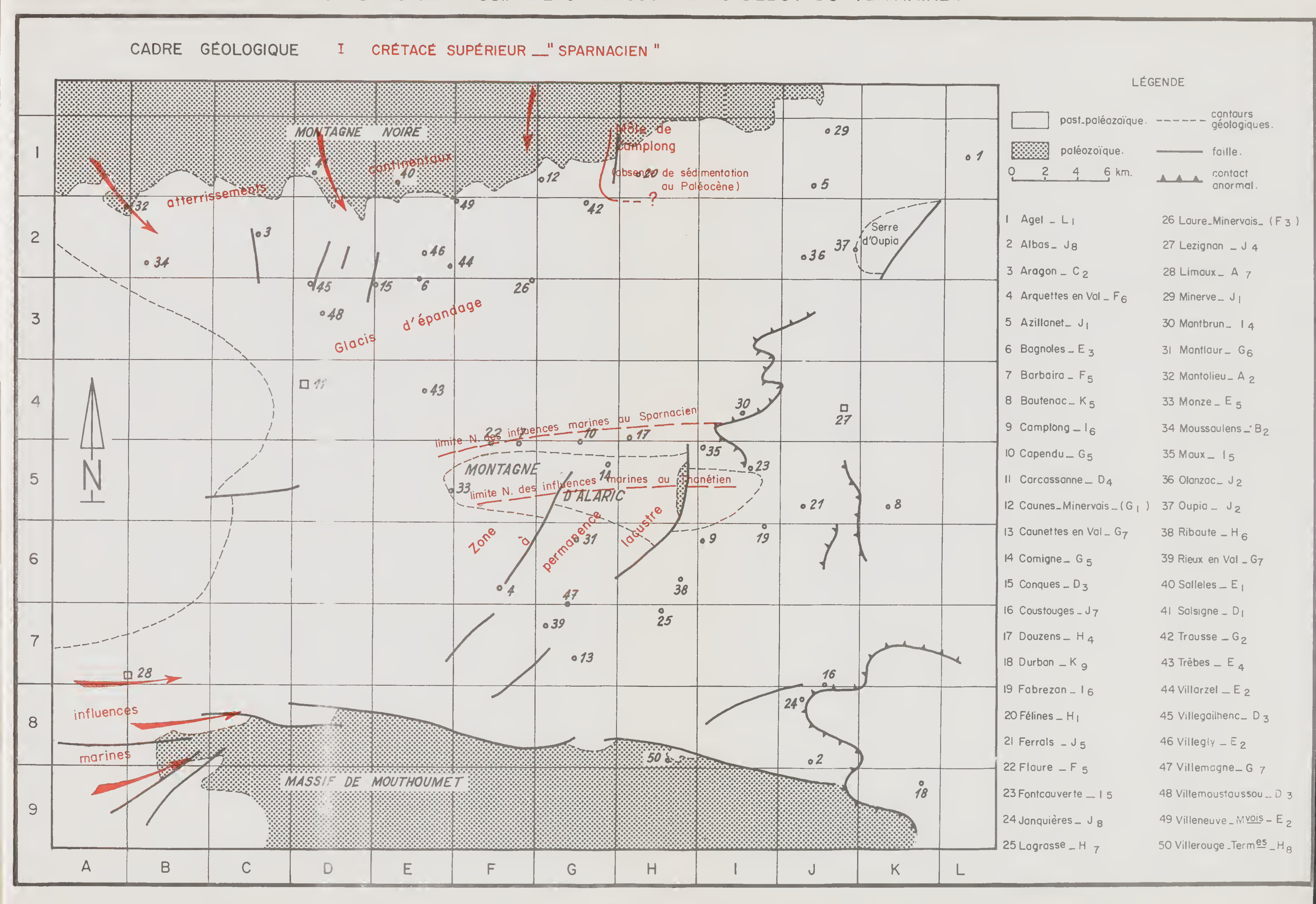
Durant le Lutétien, le comblement du bassin se poursuit et paraît accompagné vers le N d'un déplacement de la subsidence. Cette translation serait consécutive à un relèvement général de la marge méridionale de celui-ci. C'est l'époque d'individualisation du synclinal de Carcassonne-Aigne ainsi qu'en témoigne la légère discordance de la « Série Rouge » qui termine le remplissage de cet élément structural, elle-même soulignée par la présence de galets yprésiens dans les poudingues de cette formation (pl. V).

L'absence de dépôts post-éocènes bien développés dans le secteur étudié laisse planer une certaine incertitude relative à l'âge des manifestations tectogénétiques ayant modelé la région.

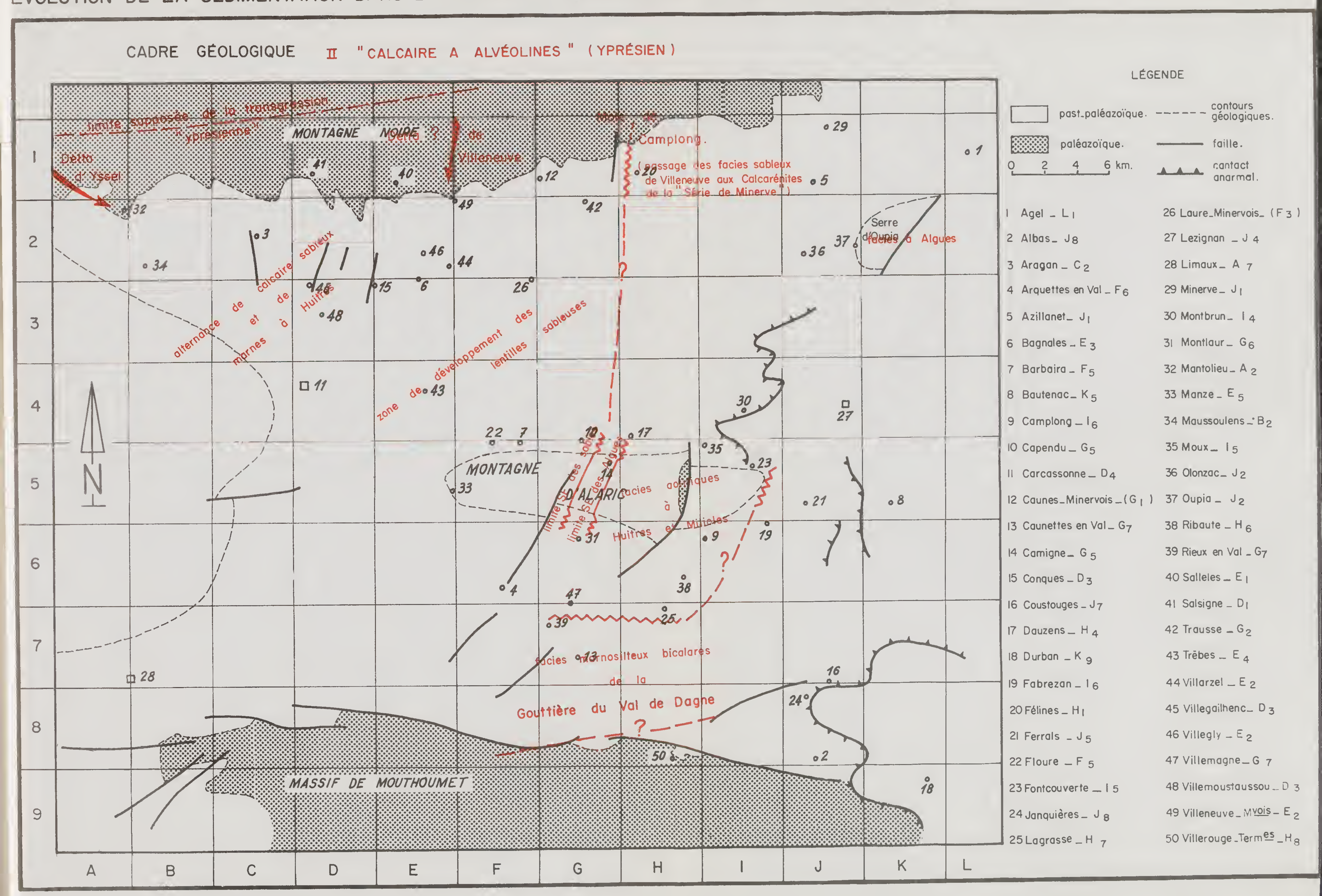
Dans un premier temps le domaine considéré semble avoir été affecté d'une tendance positive ayant provoqué l'arrêt de la subsidenee. L'ensemble des dépôts se serait alors moulé sur d'amples rides du bâti hercynien selon une orientation E-W dans le cas de l'Alaric. Une deuxième phase l'aurait vu soumise à une fracturation faisant réapparaître le schéma hercynien ayant déjà régi les grandes lignes de la sédimentation. L'ensemble de ces déformations se joint peut-être à des ondulations à grand rayon de courbure pour rattacher cette portion du Bassin Aquitain au pays méditerranéen.

De nombreux auteurs s'attachent à souligner le caractère récent de ces manifestations qui pourraient en certains points appartenir au Quaternaire.

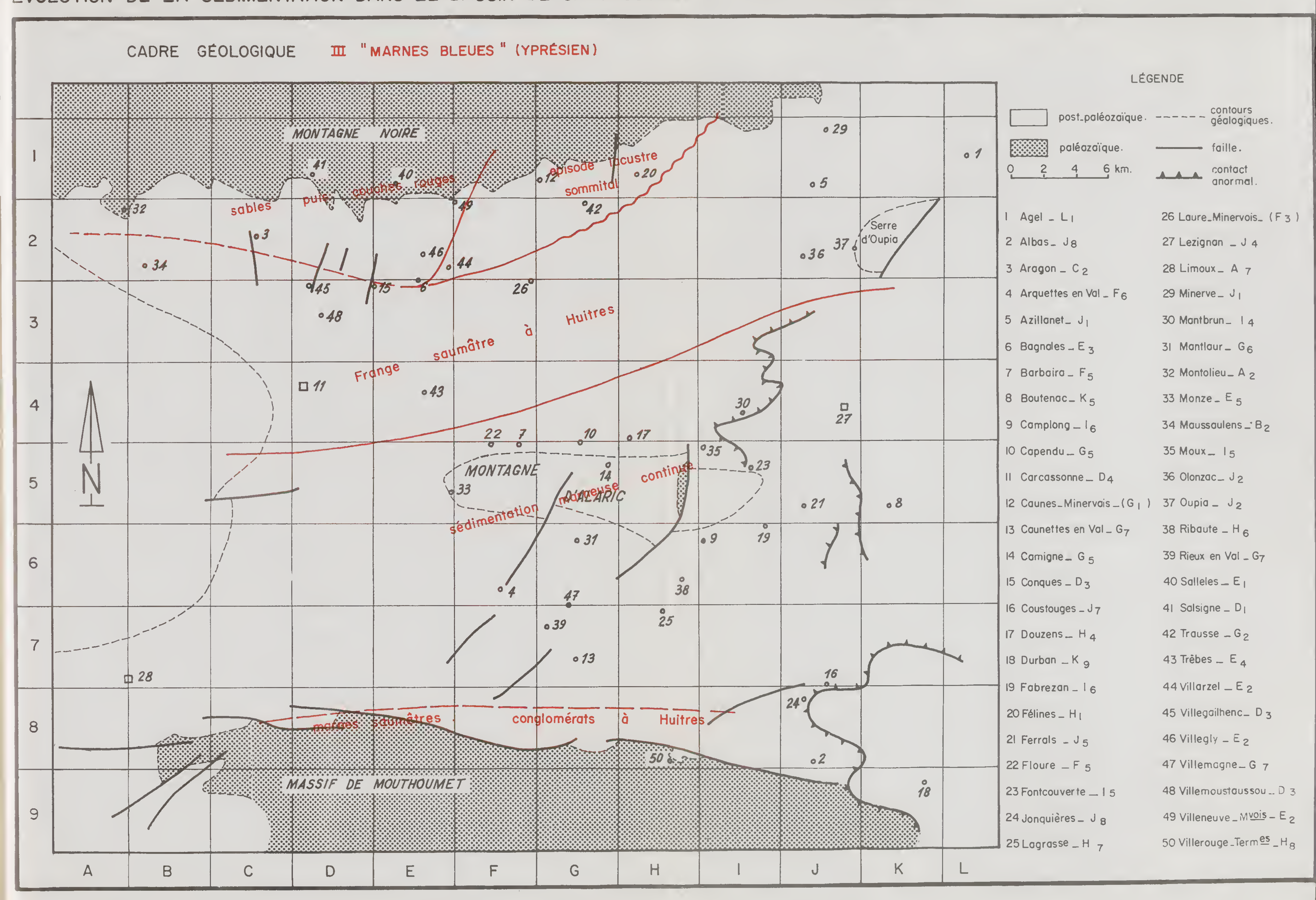
EVOLUTION DE LA SÉDIMENTATION DANS LE BASSIN DE CARCASSONNE AU DÉBUT DU TERTIAIRE.



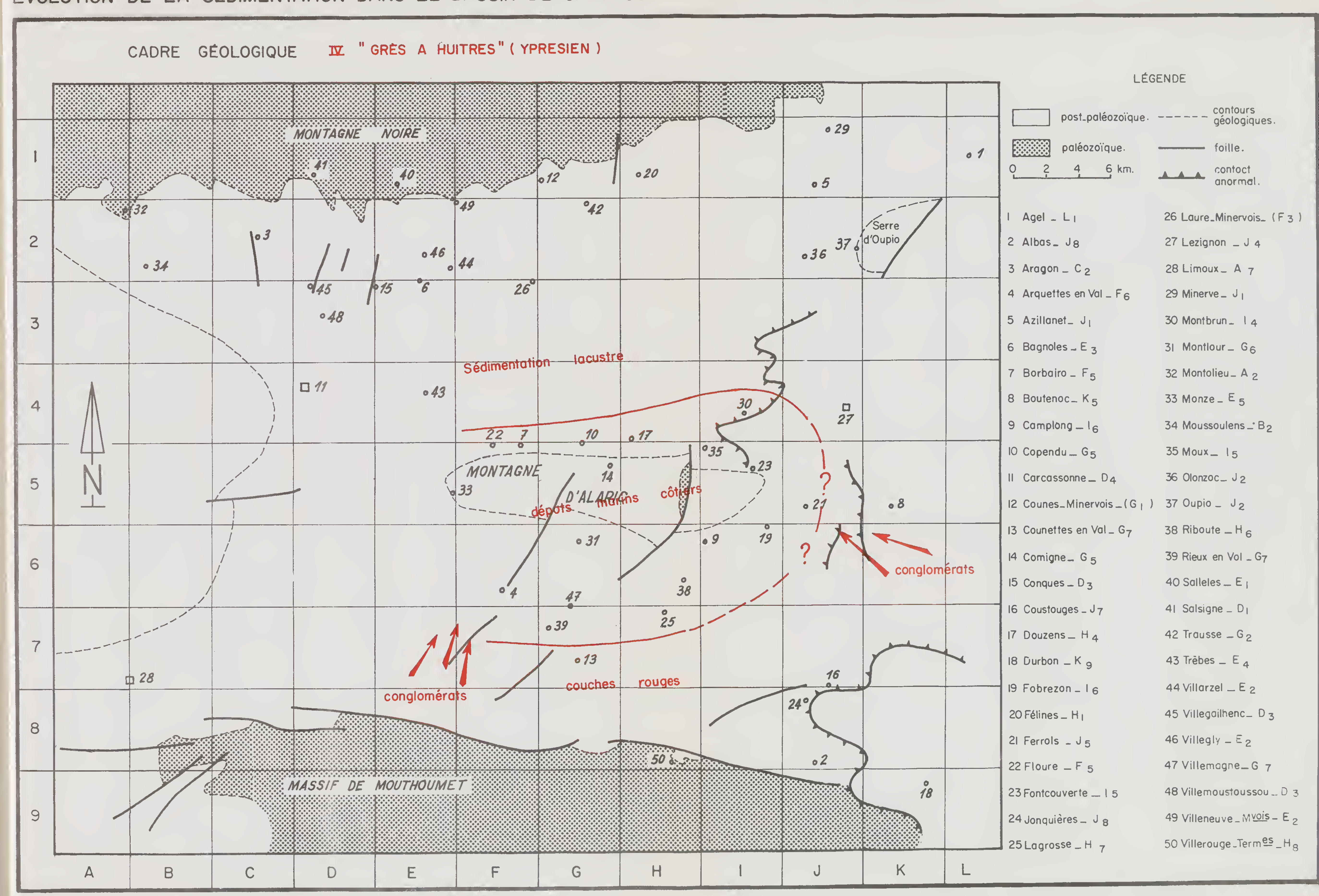
ÉVOLUTION DE LA SÉDIMENTATION DANS LE BASSIN DE CARCASSONNE AU DÉBUT DU TERTIAIRE.



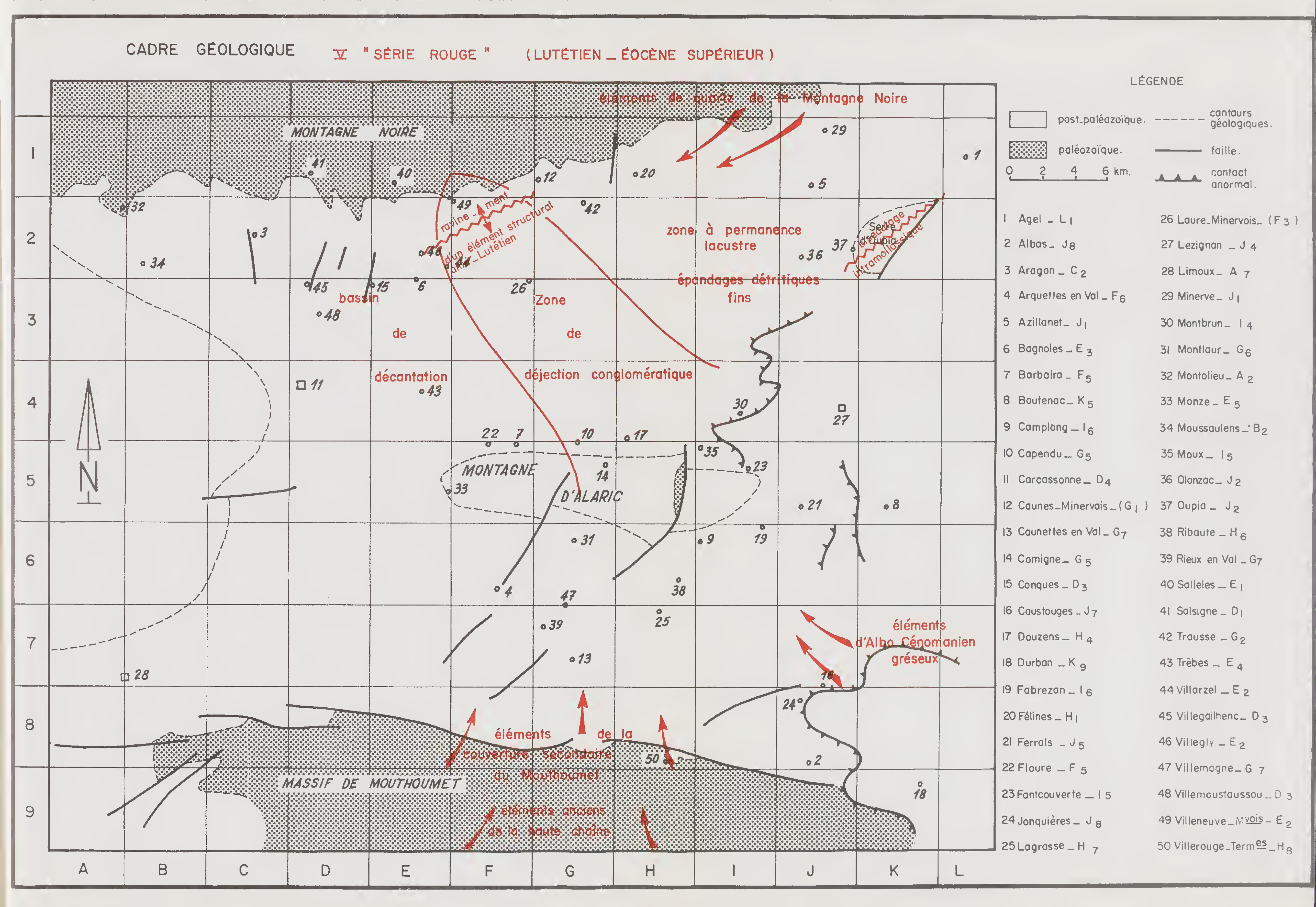
ÉVOLUTION DE LA SÉDIMENTATION DANS LE BASSIN DE CARCASSONNE AU DÉBUT DU TERTIAIRE.



ÉVOLUTION DE LA SÉDIMENTATION DANS LE BASSIN DE CARCASSONNE AU DÉBUT DU TERTIAIRE.



ÉVOLUTION DE LA SÉDIMENTATION DANS LE BASSIN DE CARCASSONNE AU DÉBUT DU TERTIAIRE.



BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. Benest (M.), 1965. — Contribution à la connaissance géologique de l'avant-pays de la nappe des Corbières Orientales entre Villerouge Termenes et Narbonne (Thèse 3e cycle Fac. Sc. Bordeaux, ronéotypé).

2. Benest (M.) et Gottis (M.), 1965. — A propos de mouvements tectoniques récents dans les Corbières. *Actes de la Société Linéenne de Bordeaux,* séance 9 janv. 1965.

3. Bresson (M.), — 1893-96 et feuille de Carcassonne 1898. *C.R. coll. B.S.G.C.*, t. VI, VII, VIII, IX, X, nos 38, 44, 53, 59, 69.

4. Brunet (P.), 1957. — Recherches morphologiques sur les Corbières (Thèse) Paris. Centre documentation cartographique et géologique du C.N.R.S. *Mem. et doc.* t. VI, 123 p., 11 fig., 5 pl. photo.

5. Chaigne (M.), 1964. — Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du secteur Aigne-Tourouzelle. Bassin tertiaire de Carcassonne (Aude) Th. 3e cycle. Fac. Sc. Bordeaux (ronéotypé).

6. Courrier (L.-P.), 1961. — Les plis de Montbrun-Conhilac. D.E.S. Fac. Sc. Bordeaux, ronéotypé.

7. Deperet (Ch.), 1899-1900-1902. — Feuille de Narbonne. *B.S.C.G.F., C.R. coll.*, t. X, XI, XIII, nos 69-73-91.

8. Doncieux (L.), 1903. — Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. (Thèse) *Ann. Univ. Lyon* (*n. ser.*) *Sc ; et Med.* fasc. XI.

9. Ellenberger (F.), 1961. — Age pliocène probable des limons jaunes à galets du Narbonnais occidental (Molasse de Thézan) et jeux de failles tardifs. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.* (7), t. III, p. 183-184.

10. Gottis (M.), 1957. — Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse Montpellier, 344 p., 27 pl.

11. Guichard (P.), 1961. — Les plis d'Argens-Oupia D.E.S. Fac. Sc. Bordeaux (ronéotypé).

12. Hottinger (L.), 1958. — Géologie du Mont Cayla (Aude, Aquitaine orientale) *Eclogae geologica Helveticae,* vol. LI, n° 2, p. 437-451, 8 fig. 1 pl.

13. Hottinger (L.), 1960. — Uber Paleocaene and eocaene Alveolinen *Eclogae geologicae helveticiae,* vol. LIII, n° 1, p. 265-284, 3 fig., 21 pl. (I-XXI), 1 tableau stratigraphique.

14. Hottinger (L.) et Schaub (H.), 1960. — Zur Stufeneinteilung der Paleocaens und Eocoens Einführung der stufen Ilerdien und Biarritzien (avec résumé français). *Eclogae geologicae helveticiae,* vol. LIII, n° 1, p. 453-479.

15. Lapparent (A. F.), 1947. — La Montagne d'Alaric et ses alentours. *B.S.C.G.F.*, t. XXXXVII, n° 224, 22 p., 1 carte h.-t.

16. Roussel (J.), 1893. — Etude stratigraphique des Pyrénées. *B.S.C.G.F.*, t. V, n° 35, 297 p., 18 fig.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 31 JANVIER 1968
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

Dépôt légal 1er trimestre 1968